



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Profesional de Física

**Función de transferencia de movimiento del suelo
entre dos estaciones sísmicas cercanas: efecto de sitio**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Joseph Michael FLORES CUBA

ASESOR

Eusebio Castor TORRES TAPIA

Lima, Perú

2016



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Flores, J. (2016). *Función de transferencia de movimiento del suelo entre dos estaciones sísmicas cercanas: efecto de sitio*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

1180

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

18(r)
XVIII
182

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA**

Siendo las 11:00 horas del sábado 16 de abril del 2016 en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la presidencia del Dr. Justo Alcides Rojas Tapia (Presidente), Mg. César Omar Jiménez Tintaya (Miembro), Dr. Eusebio Castor Torres Tapia (Asesor) y Dr. Rafael Alfredo Benites Calderón (Suplente), se dio inicio a la Sesión pública de sustentación de tesis para la Licenciatura en Física, mediante la modalidad M1 del bachiller.

JOSEPH MICHAEL FLORES CUBA

Dando lectura al Resumen del expediente, el Presidente del Jurado, invitó al bachiller Flores Cuba, Joseph Michael, a realizar una exposición del trabajo de tesis titulado *Función de transferencia de movimiento del suelo entre dos estaciones sísmicas cercanas: efecto de sitio*.

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente invitó al bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.


Al término de la deliberación del Jurado, el Dr. Justo Alcides Rojas Tapia invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión para dar lectura al resultado de la deliberación. El candidato ha obtenido la calificación de:


MUY BUENO
(MENCIÓN)


18
(NÚMERO)

DIECIOCHO
(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al Consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al bachiller Flores Cuba, Joseph Michael. Siendo las..... Horas, se levanta la Sesión.


Dr. Justo Alcides Rojas Tapia
PRESIDENTE


Dr. Eusebio Castor Torres Tapia
ASESOR


Mg. César Omar Jiménez Tintaya
MIEMBRO


Dr. Rafael Alfredo Benites Calderón
SUPLENTE

DEDICATORIA

A mis padres Jose Flores y Gladys Cuba, por su gran amor y constante apoyo,
siendo mis principales ejemplos de superación y perseverancia.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría expresar mi agradecimiento a mi asesor, Dr. Eusebio C. Torres Tapia, por su tiempo y esfuerzo. Su guía y apoyo desde los últimos años en el pre-grado permitieron el progreso de esta tesis.

En especial, también quisiera expresar mi profunda gratitud a mi co-asesor, Dr. Rafael Benites Calderón, Investigador Principal de GNS-Science, Wellington, Nueva Zelanda. Sin su mentoría esta tesis no se hubiera concretado. Desde mi grado de Bachiller he tenido su consejería profesional en Sismología e Ingeniería Sísmica, y nunca dudó de proveerla incondicionalmente.

Asimismo, quisiera agradecer al Fondo Nacional de Desarrollo Científico y de Innovación Tecnológica (FONDECYT) del Consejo Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (CONCYTEC), quienes hicieron posible el financiamiento de mi estancia científica en Wellington, Nueva Zelanda con el objetivo de desarrollar y concluir mi tesis en el Institute of Geological and Nuclear Sciences (GNS). Durante ese periodo; en reuniones y discusiones con el Dr. Rafael Benites, obtuve un mayor conocimiento en Sismología e Ingeniería Sísmica, y fui introducido en el elaborado proceso de la investigación científica. De hecho, las discusiones no se centraron solo en mi tema de tesis sino que abarcaron temas generales de física clásica, convergiendo siempre en Sismología, dando lugar a diversas ideas en Efecto de sitio como trabajo futuro. De igual manera, quisiera expresar mi agradecimiento a los investigadores que conocí durante mis actividades diarias en GNS-Science, entre ellos Grant Caldwell, Russell Robinson, Bill Fry, Yoshihiro Kaneko y Caroline Holden, investigadores del área de Tectonofísica, con quienes en breves charlas y sus diferentes trabajos de investigación alimentaron mi interés en geofísica. Con el trabajo de tesis desarrollado satisfactoriamente, hacia fines de mi estancia en GNS, hice una presentación oral en la reunión quincenal del área de Tectonofísica, junto con el Dr. Benites. En esta reunión participaron todos los miembros del staff científico del área de Tectonofísica y de la dirección de GNS-Science. Esta experiencia fue muy reconfortante, con el reconocimiento de haber presentado un excelente trabajo de investigación. Algo que quisiera resaltar es el gran nivel de investigación en GNS-Science, y en particular con investigadores de alto nivel

científico en el área de Tectonofísica; además, de tener la libertad de avanzar, teniendo mi propio espacio y total acceso a la infraestructura computacional. En esto debo mi profundo agradecimiento al Dr. David Burbidge, Head of Department. También he tenido la oportunidad de resolver preguntas desde las más simples hasta las más complejas, con la mentoría del Dr. Benites adquiriendo nuevos conocimientos y gran motivación. Por otro lado, la estancia en Wellington no habría sido mejor sin la oportunidad de estar alojado en la casa de la Sra. Jennie Dean a quien agradezco su amistad y apoyo; la tranquilidad, el ambiente ameno y la cercanía de mi alojamiento a GNS-Science hacían de mi estancia la más apropiada para dedicarme al estudio y progreso de mi tesis.

Así mismo, quisiera expresar mi inmenso agradecimiento a mis padres (Jose Flores y Gladys Cuba), quienes merecen todos los logros en mi travesía profesional, por enseñarme a ser perseverante y apoyarme constantemente; agradezco también a mis hermanas (Rosario e Yvonne) por su constante apoyo y amor. Asimismo, agradezco por su amistad a las personas que he logrado conocer durante mis experiencias profesionales en la universidad, y en actividades laborales en el CISMID (Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres) y en el IGP (Instituto Geofísico del Perú). De igual manera, agradezco a Claudia Rubio, mi novia, por su apoyo en aquellos momentos en que el estudio y el trabajo ocuparon mi tiempo y esfuerzo; asimismo, por sus comentarios asertivos que motivaron y ayudaron a resolver algunas dificultades en mi avance profesional.

INDICE GENERAL

DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
INDICE GENERAL	v
LISTA DE CUADROS	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMEN	xvii
ABSTRACT	xviii
<u>Capítulo I: Introducción</u>	1
1.1. Efectos de la topografía superficial	2
1.2. Efectos de la geología superficial	43
1.3. Modelos teóricos recientes	64
1.4. Declaración del Problema	128
<u>Capítulo II: Método de la Matriz de Función de Transferencia G</u>	130
2.1. Introducción	130
2.2. Método: Formulación Matemática	138
2.2. Calculo de la Matriz G para el área de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda.	142
2.3. Discusión de Resultados	147
<u>Capítulo III: Comparación de la Matriz G y el método de cociente espectral estándar SSR</u>	152
3.1. Descomposición en Valor Singular	152
3.2. Discusión de Resultados	153
<u>Capítulo IV: Conclusiones</u>	166
4.1. Trabajo Futuro.	168
Referencias	169
Anexos	178
Anexo A. Calidad de Datos	178

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.1 Resumen del fenómeno básico, características espectrales y aplicaciones en Ingeniería Sísmica para dos estructuras topográficas en 2-D. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Benites and Haines (1994).	16
Cuadro 1.2 Lista de parámetros geotécnicos compilados para cada estación y el porcentaje de estaciones para el cual cada parámetro está disponible. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Rogers <i>et al.</i> (1983).	46
Cuadro 1.3 Comparación del movimiento de sacudimiento (relativo a la roca cristalina) por explosiones nucleares lejanas registradas en sitios dentro de la región de Los Ángeles. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Rogers <i>et al.</i> (1983).	47
Cuadro 1.4 Resumen de fenómenos básicos, características espectrales y aplicaciones en ingeniería sísmica para valles en 2-D. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Bard (1983).	51
Cuadro 1.5: Valores de máxima amplitud A máx. calculados para los modelos de colina y cuencas en el Caso 1 (homogéneo) y Caso 2 (no-homogéneo); para tipo de onda incidente, ángulo de incidencia con respecto a la vertical, componente de movimiento, frecuencia correspondiente y posición. Notar las diferencias en amplitudes de las respuestas SH para ambos casos, las cuales pueden ser atribuidas solamente al efecto de heterogeneidad de la velocidad de onda incidente. En general, los valores máximos se producen en cualquiera de las cuencas y no siempre en posiciones correspondientes a su profundidad máxima. Téngase en cuenta también que ningún máximo de amplitud se produce en la colina. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Benites and Haines (1994).	73
Cuadro 2.1 Descripción de los suelos de cada uno de los sitios donde están localizados las estaciones sísmicas, utilizadas en este estudio, para el AMW. Las estaciones de referencia INSS y POTS están localizadas en sitios en roca. Las etiquetas para los tipos de suelo son A= arena gravosa con conchas y/o arcilla limosa (aluvión), B= arcilla limosa azul (marina), C= grava y/o grava con arena limosa dura, D= suelo marino (wildford marine), E= grava basal, F=basamento (roca grauvaca). <i>Fuente.</i> Datos tomados de GeoNet-GNS Science.	146

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Amplitud de la componente horizontal (línea solida) y vertical (línea discontinua) del desplazamiento en la superficie libre debido a ondas SV incidentes, graficado como una función del ángulo de incidencia, para el caso de razón de Poisson 0.25. *Fuente.* Datos tomados de Aki (1988). 7
- Figura 1.2 Amplitud normalizada del desplazamiento teórico para las ondas P y SV sobre una colina en forma cosenoidal. Relación de forma $h/l = 0.4$. *Fuente.* Datos tomados de Bouchon (1973). 8
- Figura 1.3 Funciones de transferencia para incidencia de ondas SH obtenido en 6 sitios superficiales para una colina homogénea aislada. $h/l = 0.4$. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 9
- Figura 1.4 Respuesta en frecuencias en 8 sitios a lo largo de un cañón circular, para ángulos de incidencia $\gamma = 0^\circ$ (parte superior), $\gamma = 30^\circ$ (medio), $\gamma = 90^\circ$ (parte inferior). Notar que $\omega a/\pi\beta = 2a/\lambda$. *Fuente.* Datos tomados de Trifunac (1973). 12
- Figura 1.5 Distribución espacial de la amplitud del movimiento del suelo bajo la incidencia de ondas P, SV y SH, para la relación de forma $h/l = 0.62$ (parte superior), y para diferentes valores de h/l por incidencia de ondas SH (parte inferior). Ya que $\lambda = 5h$, notar que las longitudes de ondas incidentes varían entre l (para $h/l = 0.2$) y $4l$ ($h/l = 0.8$). *Fuente.* Datos tomados de Bouchon (1973). 13
- Figura 1.6 Respuesta en el dominio del tiempo de un cañón circular para incidencia vertical de SH (parte superior) y SV (parte media para el movimiento horizontal, parte inferior para el movimiento vertical). La ondulica de entrada es el pulso de Ricker con frecuencia central β/a . Los números pequeños en la esquina superior izquierda representan unidades de amplitud relativas, y los que están en el lado superior derecho, los números de radios “a”, a la izquierda (negativo) a la derecha (positivo), del centro del cañón. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1988). 14
- Figura 1.7 Columna izquierda, muestra los resultados teóricos para una onda SH en tres sitios localizados, respectivamente, en la cima, mitad de la pendiente, y base para las tres diferentes alturas de una colina. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1982). Columna derecha, muestra los cocientes espectrales de PSRV, de la cima a la base, para cuatro diferentes eventos (A, B, C, D) y las dos componentes de movimiento. PSRV es el cociente espectral de la pseudovelocidad. *Fuente.* Datos tomados de Davis and West (1973). 18
- Figura 1.8 Amplificación cima/base en el dominio del tiempo pico a pico como es reportado en la literatura, graficado como una función de la relación de forma h/a . Símbolos abiertos indican estudios experimentales, símbolos cerrados indican resultados de estudios teóricos. Cada símbolo corresponde a un estudio como sigue: GB79 = Griffiths and Ballinger, 1979; RKB74 = Rogers et al., 1974; DW73 = Davis and West, 1973; Ba82 = Bard, 1982; Smi75 = Smith, 1975; Si78 = Sills, 1978; TKHN84 = Tucker et al., 1984; ZBY80 = Zhengpeng et al., 1980; Boo72 = Boore, 1972; y ZU84 = Zahradnik and Urban, 1984. *Fuente.* Datos tomados de Geli et al. (1988). 19
- Figura 1.9 Parte superior: Frecuencias adimensionales. Parte inferior: correspondientes picos de máxima amplificación espectral cima/base. Los símbolos están definidos de la misma forma que en la Figura 1.8, excepto para los datos experimentales correspondientes a topografías 3-D pronunciadas, las cuales son “dobles”. Las frecuencias reales han sido multiplicadas, para cada caso, por $2\alpha a/\beta$ (β es la velocidad de onda de corte). *Fuente.* Datos tomados de 20

- Geli *et al.* (1988).
- Figura 1.10 Amplitud de las componentes del desplazamiento superficial sobre el Cañón Pacoima para una frecuencia de 2.5 Hz, comparado con las soluciones de superficie plana. “A” indica la posición del acelerógrafo y “A'” indica la parte inferior del cañón. *Fuente.* Datos tomados de Bouchon (1973). 21
- Figura 1.11 Efectos de topografías vecinas en el caso de un semi-espacio homogéneo. Las seis curvas de transferencia son las funciones de transferencia para una onda SH en los puntos del 1 al 6, con el símbolo de línea correspondiente a la topografía representada en la parte inferior de la figura. Línea continua = colina homogénea aislada; línea discontinua = múltiples colinas homogéneas con: guiones = colina central; punteada = colina lateral, talud exterior; guiones y puntos = colina lateral, talud interior. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 25
- Figura 1.12 Efecto de topografías vecinas en el caso de una estructura estratificada. La explicación para los símbolos es la misma que en la Figura 1.11. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 26
- Figura 1.13 Efecto de estratificación del subsuelo y topografías vecinas en los cocientes espectrales cima/base. (a) un semi-espacio homogéneo. (b) en un semi-espacio estratificado. Líneas continua = colina aislada; línea discontinua gruesa (guion y punto)= colina múltiple, amplificación del cociente de la cima de la colina central y la base lateral; y línea discontinua fina (guion)= múltiples colinas, amplificación del cociente de la cima de la colina central y la base posterior. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 27
- Figura 1.14 Secciones Transversales de tres configuraciones a, b y c seleccionadas para investigar el efecto de estratificación del subsuelo de una colina. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 30
- Figura 1.15 Funciones de transferencia, para ondas SH incidentes verticalmente, en la cima (columna izquierda) y en la base (columna central) de la configuración de a (fila superior), b (fila central), y c (fila inferior) de la colina aislada de la Figura 1.14. En cada imagen, la línea continua corresponde a una capa de velocidad superficial de $0.6\beta_3$, y la línea punteada para $0.4\beta_3$. La columna de la derecha corresponde a los cocientes espectrales cima/base. *Fuente.* Datos tomados de Geli *et al.* (1988). 31
- Figura 1.16 Funciones de transferencia en 5 estaciones a lo largo de la pendiente, desde la cima a la base, de una colina con relación de forma $h/a = 0.8$, para ondas SH incidentes verticalmente. (a) para una colina no-homogénea, donde la velocidad en Z_h es el doble de la velocidad en la cima, (b) para una colina homogénea. La velocidad en cualquier profundidad Z está definida como $\beta(Z) = \beta_0 + g(Z-Z_0)$, donde g es el gradiente de velocidad. La frecuencia adimensional (ETA) $\eta = 2a/\lambda$, donde λ es la longitud de onda de la onda incidente. *Fuente.* Datos tomados de Benites (1990). 32
- Figura 1.17 Soluciones en el dominio del tiempo para una colina de relación de forma $h/a = 0.4$, en 100 estaciones extendidas desde A a A' (ver Figura 1.16) a lo largo del rango de la colina. La función de entrada de la fuente en el dominio del tiempo es un pulso de Ricker de frecuencia característica de 1 Hz, correspondiente a una longitud de onda $\lambda_c = a$. *Fuente.* Datos tomados de Benites (1990). 34
- Figura 1.18 Respuestas en el dominio del tiempo a lo largo de la superficie de la colina cuya forma es un arco de un círculo de radio $2.5 h$ (donde h es la altura de la colina) para ondas SV incidentes con un ángulo de 30° (el cual corresponde al ángulo crítico). La razón de Poisson es $1/3$. La frecuencia característica del pulso de Ricker es 1. (a) componente horizontal del desplazamiento, (b) componente vertical del desplazamiento. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1990). 36
- Figura 1.19 Respuestas en el dominio del tiempo para P incidente con ángulo de 30° . 37

- Otros parámetros en la figura son los mismos como para la Figura 1.18, (a) componente horizontal del desplazamiento, (b) componente vertical del desplazamiento. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1990).
- Figura 1.20 (a) Modelos de Topografía Tridimensional, (b) Fronteras artificiales y puntos asumidos en la malla de Diferencias Finitas de un cuarto de topografía, (c) cocientes espectrales teóricos (para incidencia horizontal) en diferentes puntos en la cima y en los lados de la colina en (b). *Fuente.* Datos tomados de Zhengpeng *et al.* (1980). 40
- Figura 1.21 Máximas amplificaciones cima/base para movimientos transversales, incluyendo resultados de la literatura citada. Círculos abiertos indican observaciones; círculos “dobles” indican que las topografías investigadas son en 3-D. Otros símbolos h= estructura homogénea, l= estructura estratificada, i= topografía aislada, m= topografía múltiple y ii= medio no homogéneo verticalmente. Los resultados discutidos aquí corresponden a $h/a = 0.4$ (2Dli), $h/l = 0.6$ (2Dhi; 2Dlm), y $h/l = 0.8$ (2Dii). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 42
- Figura 1.22 Tiempo-historia de la componente radial del movimiento desde una explosión nuclear subterránea distante en Nevada registrada simultáneamente en 8 sitios, en la región de Los Ángeles, agrupados de acuerdo al tipo de material geológico subyacente de cada estación sísmica. Los movimientos de suelo están claramente amplificados en sitios donde predomina el aluvión comparado a los sitios donde predomina la roca. El grado de amplificación también parece estar relacionado al espesor de la capa de aluvión (HOI: 300m; MIL: 372 m; ATH: 372 m; GMB: 120m; FS4: 15 m). *Fuente.* Datos tomados de Rogers *et al.* (1983). 44
- Figura 1.23 Factores de amplificación suavizados en periodo corto en sitios con deposito de Holoceno en comparación con el espesor del holoceno (A) y la razón de vacíos (B). Con el fin de minimizar la influencia de la razón de vacíos en (A), solamente se incluyen sitios con razón de vacíos mayores a 0.65. círculo indica valores teóricos y "x" indica valores experimentales. *Fuente.* Datos tomados de Rogers *et al.* (1983). 49
- Figura 1.24 Modelo de velocidad de onda de corte usado para calcular el cociente espectral teórico para una onda SH con amortiguamiento. *Fuente.* Datos tomados de Rogers *et al.* (1983). 50
- Figura 1.25 Diagrama que muestra la evolución espacial (x) y temporal (t) del desplazamiento superficial de un valle sedimentario excitado por una onda SH que tiene una frecuencia característica $f_p = 1/4 h$ donde h es el espesor del sedimento.
(a) Aproximación 1-D que considera solamente el espesor del sedimento.
(b) Modelamiento 2-D para un valle poco profundo ($h/\omega = 0.06$).
(c) Modelamiento 2-D para un valle profundo ($h/\omega = 0.7$).
Fuente. Datos tomados de Bard (1983). 53
- Figura 1.26 Espectros de respuesta calculados para tres ubicaciones (A, B y C) en la superficie de un valle. De la Figura 1.25, la línea continua representa la aproximación 1-D; La línea partida con puntos (guiones y puntos) muestra el valle poco profundo; y la línea punteada representa el valle profundo. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983). 55
- Figura 1.27 Influencia de la relación de forma del valle (h/l) y el tipo de onda incidente en la frecuencia fundamental adimensional para las ondas P y S. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983). 57
- Figura 1.28 Influencia de la relación de forma (h/l) del valle y del contraste de impedancia acústica de sedimento/basamento en la máxima amplificación espectral en el centro del valle. C_v representa el contraste de velocidad; C_d contraste de densidad. ω es el "ancho equivalente", el ancho en el cual el espesor de sedimento local es mayor que la mitad del espesor del valle. 58

- (a) Resultados para un valle de forma senoidal ("Valle tipo 1").
 (b) Resultados para un valle con una parte central extensa
 ("Valle tipo 2").

Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

- Figura 1.29 Influencia de la atenuación dentro de los sedimentos en la máxima amplificación espectral en el centro del valle. Estas curvas corresponden a 6 valles sedimentarios que tienen igual contraste de impedancia ($C_v=4$ y $C_d=1.4$) pero diferente relación de forma. La aproximación 1-D esta mostrada por la línea continua. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983). 59
- Figura 1.30 Influencia del amortiguamiento de los sedimentos en la distribución espacial de la máxima amplificación espectral para dos valles que tienen un contraste de impedancia de 5.6 ($C_v=4$; $C_d=1.4$) y dos formas diferentes. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983). 60
- Figura 1.31 Influencia del amortiguamiento de los sedimentos en la duración del movimiento del suelo dentro del valle. El sismograma inferior representa el desplazamiento superficial cuando los sedimentos están ausentes y la onda incidente se duplica. Los cuatro sismogramas del medio representan los desplazamientos calculados en el centro de un valle de forma senoidal que tiene una relación de forma ($h/l=0.4$) y un contraste de impedancia de 8, excitado por una onda SH incidente. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983). 61
- Figura 1.32 Espectros del movimiento diferencial para un valle sedimentario poco profundo (izquierda) y profundo (derecha). Cada curva representa la rotación máxima, (es decir, la mitad de la derivada espacial del movimiento SH; $r=0.5dv/dx$) registrado en diferentes ubicaciones superficiales, ilustradas esquemáticamente en la parte inferior de los espectros, como una función de la frecuencia. *Fuente.* Datos tomados de Bouchon *et al.* (1982). 63
- Figura 1.33 Modelo de una colina con dos cuencas irregulares a los extremos, uno a cada lado extendiéndose sobre 10 km (Caso 1). La forma de la colina y las cuencas están determinadas por ranuras cubicas fijadas en los puntos marcados con diamantes blancos, y en los puntos extremos de la geometría. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 66
- Figura 1.34 Respuesta en frecuencia de la estratigrafía mostrada en la Figura 1.33, para ondas SH incidentes verticalmente. Cada trazo corresponde al espectro calculado en un punto en la superficie, o estación, para 100 frecuencias en el rango de 0 a 3 Hz. La geometría completa está dividida en región 1, entre 0 y 4 km; región 2, entre 4 km y 6 km, y región 3, entre 6 km y 10 km. Solamente el trazo en la cima de la colina está identificado, con un símbolo cuadrado vacío. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 67
- Figura 1.35 Respuesta en el dominio del tiempo (o sismogramas sintéticos) para una onda SH incidente verticalmente en 21 puntos superficiales a lo largo de la geometría ilustrada en la Figura 1.33 entre 0 y 10 km. La frecuencia pico de la ondícula de Ricker es 1.5 Hz. Las flechas indican las reflexiones desde las interfaces cuenca-base rocosa (S_s), y los arribos en ambos extremos de una fase causados por la dispersión en la colina (S_L), propagándose horizontalmente a través de las cuencas. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 69
- Figura 1.36 Respuesta en el dominio de la frecuencia de la estratigrafía ilustrada en la Figura 1.33 para un onda P incidente verticalmente; (a) corresponde a la componente horizontal del movimiento U_x , y (b) a la vertical U_z . Esta identificado el grupo de trazos alejado de la cuenca en la región 1. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 70
- Figura 1.37 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda P incidente verticalmente, para U_x (a) y U_z (b). La descripción sigue la de la Figura 71

- 1.35. los arribos aparentes no reales en los puntos alrededor de $x = 3$ km y $x = 7$ km son distorsiones debido al efecto envolvente relacionado con la periodicidad del FFT (Transformada rápida de Fourier) para sintetizar las fuertes resonancias que se producen en aquellos puntos. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).
- Figura 1.38 Respuesta en frecuencia para una onda SV incidente verticalmente, para las regiones 1, 2 y 3, como en la Figura 1.37. (a) corresponde a las componentes U_x y (b) a las componentes U_z . *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 74
- Figura 1.39 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda SV incidente verticalmente, para U_x (a) y U_z (b). La frecuencia pico de la ondícula de Ricker es 1.04 Hz. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 75
- Figura 1.40 Respuesta en frecuencia para una onda incidente SV a 75° , (a) para U_x , (b) para U_z . *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 76
- Figura 1.41 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda incidente SV a 75° , para U_x (a) y U_z (b). Las primeras fases reflejadas/convertidas en la interface basamento-sedimento están bien identificadas para la región 1. En (a) los arribos anteriores a la onda incidente en la región 3 corresponden a S para conversiones de P. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 77
- Figura 1.42 Respuesta en frecuencia para una onda Rayleigh incidente desde el lado izquierdo (90°) de la estratigrafía representada en la Figura 1.33, (a) para U_x , (b) para U_z . *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 78
- Figura 1.43 Respuesta en el dominio del tiempo para la onda Rayleigh descrita en la Figura 1.42, (a) para U_x , y (b) para U_z . La onda Rayleigh parece ser atenuada fuertemente desde $x=4.5$ km hacia la parte final de la geometría en la región 3 (R_R). Las mayores amplitudes en la cima de la colina y en los valles debe ser debido a la interferencia constructiva con las ondas P dispersadas (R_P). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 79
- Figura 1.44 Modelo del Caso 2. La geometría es idéntica al del Caso 1, pero en este caso la velocidad de ondas S en el basamento β_r es variable. La curva que pasa a través de $x = 5$ km y $z = 2.5$ km marcado con diamantes negros define una frontera arbitraria artificial separando la región donde β_r varía, de la región (semi-espacio) donde β_r es constante con valor de 3 km/s. No hay un contraste de impedancia a lo largo de esta frontera. En la superficie libre y a lo largo de las interfaces del basamento con los dos valles β_r tiene los mismos valores que en la cima de la colina. La velocidad de las ondas S del medio entre la superficie libre fuera de los valles y la frontera artificial con el semi-espacio está muestreado por splines cúbicos. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 82
- Figura 1.45 Respuesta en frecuencia de la estratigrafía representada en la Figura 1.44 para una onda SH incidente verticalmente. Las regiones 1, 2 y 3 están definidas en la Figura 1.34, y los valores están divididos por 2, es decir, normalizados con respecto a la respuesta en el semi-espacio sin la estratigrafía. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 83
- Figura 1.46 Respuesta en el dominio del tiempo de la estratigrafía representada en la Figura 1.44 para una onda SH incidente verticalmente. La distribución de los trazos es idéntica para el caso de la Figura 1.35, y la frecuencia pico de ondícula de Ricker es 1.5 Hz. Las flechas indican las fases reflejadas, que parecen arribar en tiempos más cortos que los del caso homogéneo (ver Figura 1.35). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 85
- Figura 1.47 Respuesta en frecuencias de la estratigrafía presentada en la Figura 1.44 para una onda SH incidente horizontalmente (en 90°). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 86
- Figura 1.48 Respuesta en el dominio del tiempo para la onda SH incidente horizontalmente descrita en la Figura 1.47. Los arribos aparentes no reales 87

son distorsiones debido al efecto envolvente relacionado con la periodicidad de FFT, debido a la escasa frecuencia de muestreo para tener en cuenta de las grandes amplitudes observadas en los valles. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

- Figura 1.49 Estratigrafía para el valle y la colina del Caso 3. El modelo se extiende desde 0 a 2 km. Las capas de grava 3 y 4 están inclinadas, formando una colina que se eleva 100 m por encima del nivel de la superficie libre ($z=0$ m). La interface entre el basamento y con las capas de grava y sedimentos es casi de forma triangular. Todas las 4 capas son de propiedades de material no-homogéneo. Los valores de densidad ρ , velocidades de S y P, β y α respectivamente, y el factor de atenuación Q (igual para las ondas S y P) están listados en los lados del modelo. Los valores de los parámetros elásticos para cada capa están especificados en puntos marcados con diamantes en blanco inscritos en semi-cuadrados. Por ejemplo, en esta figura los valores de la onda S en esos puntos están indicados explícitamente. Los valores en los puntos intermedios están muestreados por splines cúbicos. Los valores de los parámetros elásticos para el semi-espacio son constantes, como están listados, sin atenuación para la onda S y la onda P ($Q \rightarrow \infty$). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 89
- Figura 1.50 Líneas de velocidad de ondas S constantes en la capa 1 (capa superior) y en la capa 4 (capa inferior) determinado por splines cúbicos, de la estratigrafía representada en la Figura 1.49. Como un ejemplo, se graficaron 5 trazos en la capa 1 y 9 trazos en la capa 4. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 90
- Figura 1.51 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo para la estratigrafía representada en la Figura 1.49 para ondas SH, P y SV incidentes verticalmente. En todos los casos la frecuencia de entrada es 2.5 Hz. En general, el ángulo de incidencia θ es medido en sentido horario con respecto con la vertical (izquierda superior). Las amplitudes son normalizadas con respecto a la respuesta del semi-espacio sin la estratigrafía (factor de 2). U_x (línea entera) y U_z (línea punteada) corresponden a las componentes horizontal y vertical de movimiento, respectivamente. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 91
- Figura 1.52 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo para (a) ondas incidentes SH, P y SV con ángulo $\theta=60^\circ$, (b) para ondas SH y R (Rayleigh) incidentes horizontalmente $\theta=\pm 90^\circ$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 92
- Figura 1.53 Respuestas en frecuencia para ondas SH incidentes horizontalmente $\theta=\pm 90^\circ$ en los tres puntos de registro, o estaciones, para la estratigrafía representada en la Figura 1.49. Estas estaciones, etiquetadas como 1, 2 y 3 (derecha superior), están localizadas en la superficie libre cerca al extremo izquierdo del valle, en el centro del valle cerca a la base superficial de la colina, y en la colina, respectivamente. Las respuestas son calculadas para un máximo de 4.78 Hz para cada estación, mostrándose como la línea discontinua para la estación 1, línea entera con puntos para la estación 2 y línea de trazos y puntos para la estación 3. Las respuestas también son calculadas en 6 estaciones alejadas del valle (tres en cada lado) mostradas por líneas enteras. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 94
- Figura 1.54 Respuestas de la estratigrafía representada en la Figura 1.49 para ondas Rayleigh incidentes horizontalmente ($\theta=\pm 90^\circ$), para un máximo de 1.6 Hz. Las etiquetas de estación y de curvas de respuesta son idénticas a los de la Figura 1.53. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 96
- Figura 1.55 Respuestas en el dominio del tiempo (o sismogramas sintéticos) de la estratigrafía representada en la Figura 1.33. En general, estos sismogramas sintéticos son calculados en 120 estaciones a lo largo de la superficie libre 98

entre -2 y 4 km, usando la ondícula de Ricker como función en tiempo de la fuente de entrada, con frecuencia pico $f_p = 1.42$ Hz. La duración total es de 20 segundos. Los sismogramas sintéticos de las componentes U_x (horizontal) y U_z (vertical) están mostrados para (a) ondas incidentes P y SV verticalmente, donde el rango espacial de la estratigrafía está representado en la esquina izquierda superior, (b) incidencia de P con $\theta = -60^\circ$ (parte superior) e incidencia de SV con $\theta = -30^\circ$ (parte inferior) y (c) incidencia horizontal de ondas Rayleigh con $\theta = \pm 90^\circ$. Los sismogramas para la onda SH incidente verticalmente y onda SH incidente horizontalmente con $\theta = \pm 90^\circ$ son mostrados en (d), parte superior e inferior, respectivamente. Las ondas aparentemente no reales entre 0 y 2 km son debido a una distorsión relacionado a la periodicidad de FFT. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

- Figura 1.56 Sismogramas sintéticos para ondas SH incidentes horizontalmente con $\theta = \pm 90^\circ$, calculados en 11 estaciones a lo largo de la superficie libre entre $x = -2$ km y $x = 4$ km (la estratigrafía representada en la Figura 1.49 se entiende entre 0 y 2 km). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 103
- Figura 1.57 Vista tridimensional (3-D) de la característica topográfica de forma cosenoidal para cañón (parte superior), o colina (parte inferior), referenciado a un sistema de coordenadas cartesianas E, N y Z (Z positivo hacia abajo). Las ondas planas tridimensionales P, SV y SH incidentes bajo esta topografía están definidas con respecto al sistema de coordenadas E, N y Z, con un ángulo incidente θ medido en sentido horario desde Z, y un ángulo azimutal ϕ medido en sentido horario desde N. el ángulo azimutal define un plano de incidencia (líneas discontinuas) en el cual se definen los movimientos de la partícula para P, SV y SH. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 105
- Figura 1.58 Vistas 3-D de las distribuciones de amplitudes de la respuesta del suelo de una montaña (o colina) descrita en la Figura 1.57, para una onda P incidente verticalmente. El movimiento es calculado en cada punto de la grilla, y las amplitudes están dadas en las mismas unidades de desplazamiento de la onda incidente. La vista superior corresponde a la componente horizontal a lo largo de X, U_x , la vista del medio corresponde a la componente horizontal a lo largo de Y, U_y , y la vista inferior corresponde a la componente vertical U_z . La longitud de onda de entrada es igual a 5 km, (es decir la mitad del lado de la base cuadrada), correspondiendo a la frecuencia adimensional $\eta = 2a/\lambda = 2$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 108
- Figura 1.59 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de los perfiles bidimensionales (2-D) cortados en el punto central (dos filas centrales), y en el punto $x = 12$ km, $y = 12$ km de las vistas en 3-D de la Figura 1.58. Para cada punto, los perfiles X-Z y Y-Z son perpendiculares, intersectandose en ese punto. La colina se extiende de 10 a 20 km. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 109
- Figura 1.60 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo en la colina descrita en la Figura 1.57, para una onda SV incidente verticalmente, con ángulo azimutal $\phi = 0$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 110
- Figura 1.61 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a un onda SV incidente verticalmente, mostrada en la Figura 1.60. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 111
- Figura 1.62 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo en la colina descrita en la Figura 1.57, para una onda SH incidente verticalmente, con ángulo azimutal $\phi = 0$. Comparando estos con los resultados de la 112

- Figura 1.60, la incidencia vertical SH en este caso es equivalente a la incidencia vertical SV con ángulo azimutal $\phi = 90^\circ$, como es esperado. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).
- Figura 1.63 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento de suelo en 3-D debido a la onda SH incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.62. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 113
- Figura 1.64 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrita en la Figura 1.57, para una onda P incidente verticalmente. Como en el caso de la colina, aquí la longitud de la onda incidente es 5km ($\eta=2$). La vista superior corresponde al movimiento horizontal del movimiento U_x , la vista central corresponde al movimiento horizontal del movimiento U_y , y la vista inferior a la vertical U_z , U_x y U_y muestran líneas nodales (amplitud cero) en $x=15$ km e $y=15$ km, respectivamente, mostrando que ambas componentes son equivalentes, como se esperaba de la simetría de la onda incidente. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 116
- Figura 1.65 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda P incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.64. Las líneas nodales son observadas por los perfiles en el centro del cañón. Notar la equivalencia de las componentes horizontales para ambos perfiles. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 117
- Figura 1.66 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SV incidente verticalmente con un ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). No se observan líneas nodales para U_x , pero U_y se anula a lo largo de los perfiles perpendiculares que se intersecan en $x=15$ km e $y=15$ km, y U_z a lo largo de $x=15$ km. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 118
- Figura 1.67 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SH incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). Notar que los movimientos son equivalentes a los que corresponden para una onda SV incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi = 90^\circ$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 119
- Figura 1.68 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descrito en la Figura 1.57) del movimiento de suelo en 3-D debido a una onda SV incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.66. Los perfiles que se intersecan en el centro del cañón muestran la cancelación de U_y a lo largo de X-Z y la cancelación de U_y y U_z ambos a lo largo de Y-Z. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 120
- Figura 1.69 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes para la respuesta del suelo de un cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda incidente SV verticalmente con ángulo azimutal $\phi=45^\circ$ ($\eta = 1.5$). Las líneas nodales observadas para el caso de $\phi = 0$ (Figura 1.66) desaparecen, y los movimientos de las dos componentes horizontales llegan a ser las mismas. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994). 121
- Figura 1.70 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda SV incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi=45$, mostrado en la Figura 1.69. Notar que a pesar que las distribuciones son de variabilidad idéntica como aquellas de SV con $\phi=0$ (Figura 1.67), las amplitudes son 50% más pequeñas. Las respuestas son simétricas a lo largo de los perfiles X-Z y Y-Z que pasan a través del 122

centro, y asimétricas a lo largo de los perfiles X-Z y Y-Z que pasan a través de $x=12$ km, $y=12$ km, como se espera de los tipos de incidencia, dado que estos corresponden a los valores absolutos de amplitud (es decir, las fases de los arribos no están incluidas). <i>Fuente.</i> Datos tomados de Benites and Haines (1994).	
Figura 1.71 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo de un cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SV incidente con un ángulo $\theta = 30^\circ$ y con ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). <i>Fuente.</i> Datos tomados de Benites and Haines (1994).	123
Figura 1.72 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda SV incidente con un ángulo $\theta=30^\circ$ y un ángulo azimutal $\phi=0$, mostrado en la Figura 1.71. En general, las respuestas son simétricas a lo largo de los perfiles Y-Z, como se esperaba del tipo de incidencia. <i>Fuente.</i> Datos tomados de Benites and Haines (1994).	124
Figura 2.1 Ubicación del área de estudio y distribución de hipocentros de los sismos ocurridos en el periodo de 2008 a 2015. En la imagen inferior, el rectángulo pequeño cubre el Área Metropolitana de Wellington; y el rectángulo grande cubre el área de la distribución epicentral donde fueron seleccionados los sismos para este estudio. <i>Fuente.</i> Imagen tomada de GeoNet-GNS Science.	144
Figura 2.2 Ubicación de las estaciones sísmicas usadas para el estudio del efecto de sitio en el AMW. Las estaciones están representadas con triángulos; los de color amarillo son estaciones de referencia (estación POTS para el área del centro de Wellington y estación INSS para el área de Lower Hutt), los de color rojo (con registros sísmicos de 2008-2015) y los de color celeste (con registros sísmicos de 2000-2007, del estudio de Benites and Caldwell (2011)) son las estaciones de estudio. <i>Fuente.</i> Imagen desarrollada en Google Earth.	145
Figura 2.3 Ejemplo de un sismo de magnitud Mw 5.1 registrado en las estaciones BMTS e INSS, usado para la inversión de G. Se muestra la selección usual de la ventana de tiempo para el ruido y la señal. La etiqueta en la esquina superior izquierda, en cada sismograma, indica la fecha y la hora local del sismo, y el nombre de la estación sísmica.	147
Figura 2.4 Matriz G para la estación LHBS, con INSS como estación de referencia.	148
Figura 2.5 Matriz G para la estación TEPS, con POTS como estación de referencia.	150
Figura 2.6 Matriz G para la estación SOMS, con POTS como estación de referencia.	151
Figura 2.7 Matriz G para la estación POTS, con SOMS como estación de referencia.	151
Figura 3.1 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación LHBS.	154
Figura 3.2 Calculo por el método SSR para la estación LHBS.	155
Figura 3.3 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación TEPS.	156
Figura 3.4 Calculo por el método SSR para la estación TEPS.	156
Figura 3.5 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación SOMS.	157
Figura 3.6 Calculo por el método SSR para la estación SOMS	157
Figura 3.7 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación POTS (SOMS de referencia).	159
Figura 3.8 Calculo por el método SSR para la estación POTS (SOMS de referencia).	159
Figura 3.9 Factores de amplificación máximos de las estaciones usadas para el cálculo de en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. <i>Fuente.</i> Imagen desarrollada en Google Earth.	162
Figura 3.10 Factores de amplificación, para la frecuencia de 1Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. <i>Fuente.</i> Imagen desarrollada en Google Earth.	163
Figura 3.11 Factores de amplificación, para la frecuencia de 3Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. <i>Fuente.</i> Imagen desarrollada en Google Earth.	164

Figura 3.12 Factores de amplificación, para la frecuencia de 5Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. <i>Fuente.</i> Imagen desarrollada en Google Earth.	165
Figura A1 Selección de ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S, flecha roja) y del ruido (como ejemplo de selección el primer registro de INSS, flecha azul) para las estaciones del área de Lower Hutt, donde INSS es la estación de referencia. Se presenta solamente una muestra para 10 sismos.	179
Figura A2 Ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S), de la figura B1, usadas en el cálculo de la Matriz G en cada estación.	180
Figura A3 Selección de ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S, flecha roja) y del ruido (como ejemplo de selección el primer registro de POTS, flecha azul) para las estaciones del área de Wellington, donde POTS es la estación de referencia. Se presenta solamente una muestra para 10 sismos.	181
Figura A4 Ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S), de la figura B3, usadas en el cálculo de la Matriz G en cada estación.	182

RESUMEN

En la determinación de efectos de sitio usando sismogramas medidos en suelo (sitio) y roca (referencia), la generalización del método de razones espectrales, que evalúa la transferencia del movimiento del suelo en una misma componente, a un método en el cual las tres componentes en suelo y roca están acopladas provee una representación estricta de la transferencia de movimiento entre ambas estaciones, incluyendo el efecto de la tridimensionalidad de la estratigrafía local. Esto es, asumiendo que la estación en roca mide el movimiento debido solo a la onda sísmica incidente y que el movimiento del suelo no sobrepasa el régimen lineal de elasticidad (deformación unitaria menor o igual que 10^{-3}). Nuestro esquema numérico se basa en que cada una de sus componentes transfiere movimiento en la dirección de las tres componentes en el suelo. Esto se representa por una matriz a la que llamamos G , de dimensión 3×3 , cuyos elementos G_{ij} representan la transferencia de movimiento de la componente j en roca a la componente i en el suelo. Estos elementos son números reales si los sismogramas usados son en dominio del tiempo, o complejos si son en dominio de frecuencia. Asimismo, la descomposición en valor singular (SVD) de G nos permite encontrar la magnitud y dirección de la máxima amplificación, para cada frecuencia. La determinación de G es a partir de registros de muchos sismos en el sitio prescrito, y corresponde a lo que en sismología se llama “identificación de sistema” (Aster *et al.* 2005), usando la teoría inversa estocástica. La incidencia de los sismos, usados para el cálculo de G , debe ser vertical o casi vertical tal que las componentes del movimiento del suelo correspondan solamente a las polaridades y amplitudes de las ondas de cuerpo (P y S). De esta manera, la matriz de función de transferencia representará el efecto de sitio como un tensor caracterizado por su invariancia rotacional y ejes principales de dirección. En suma, sin requerir a priori información geológica del sitio, el método generalizado provee una detallada caracterización del efecto de sitio usando registros sísmicos.

El cálculo del efecto de sitio con el método generalizado para frecuencias de hasta 15 Hz es aplicado en los sitios donde se ubican las estaciones sísmicas del Área Metropolitana de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. Los resultados muestran que los máximos factores de amplificación (de hasta 18.81) están orientados principalmente en la dirección noreste-suroeste; y en general, los factores de amplificación y sus correspondientes direcciones dependen fuertemente en la frecuencia.

Palabras claves: efecto de sitio, cocientes espectrales, inversa estocástica, Matriz G .

ABSTRACT

In the determination of site effects using seismograms measured on soil (site) and on rock (reference) the generalization of the method of spectral ratios, which estimates the transfer motion between the same components of both stations, to a method in which the three components of the soil and rock are coupled provides an strict representation of transfer motion between the two stations, including the effect of three-dimensionality of the local stratigraphy. This is assuming that the rock station best represent the incident seismic wave, and that the ground motion is not strong as to overcome the linear regime of elasticity (unit deformation less than or equal to 10^{-3}). Our numerical scheme is based on the fact that each component of motion at the rock site transfers motion in the direction of the three components at the soil site. This is represented by a 3x3 matrix G whose elements G_{ij} represent the transfer of motion from the component j on rock to the component i on soil. These elements are complex numbers, in general, since the seismograms are windowed around the arrival of body waves, and Fourier transformed to compute their spectra. Also, the singular value decomposition (SVD) of both the real and imaginary parts of G allows us to find the magnitude and direction of maximum amplification, for each frequency. G is calculated using seismograms of many earthquakes recorded at the prescribed site, and the computation of G_{ij} using the inverse stochastic corresponds to an "identification system" (Aster *et al.*, 2005). The incidence of the earthquakes used should be vertical or nearly vertical so that the components of motion of the soil correspond to the polarities and amplitudes of body waves (P and S). In this way, the transfer function matrix represents the site effect as a tensor characterized by its rotational invariance and principal direction axes. Without a priori geological information of the site conditions, the generalized method provides detailed characterization of the site effect using seismograms.

Calculation of the site effect with the generalized method for frequencies up to 15 Hz is applied at sites where seismic stations of the Metropolitan Area of Wellington-Lower Hutt, New Zealand are located. The results show that the maximum amplification factors (up to 18.81) are mainly oriented in the direction northeast-southwest, and in general, the amplification factors and their corresponding directions depends heavily on the frequency.

Keywords: site effects, spectral ratios, stochastic inverse, Matrix G .

CAPÍTULO I

INTRODUCCION

Las condiciones de sitio, es decir, las características geológicas y geométricas de los depósitos de suelo y la topografía superficial, influyen fuertemente las características (amplitud, contenido de frecuencias y duración) de las ondas sísmicas incidentes en un sitio. Esta influencia ha sido observada mediante la comparación de registros sísmicos (sismogramas) obtenidos de sitios con diferentes condiciones geológicas locales.

Los ejemplos más significativos de estas observaciones son: el sismo de 1957 en San Francisco Ms 5.3, donde se observó que registros sísmicos en afloramientos rocosos eran muy similares, y que las amplitudes y contenido de frecuencias de los registros en depósitos de suelo eran marcadamente diferentes. Asimismo, el sismo de 1985 en Michoacan (México) Ms 8.1 produjo un moderado daño en las zonas cercanas al epicentro, donde la geología estaba conformada en gran parte por suelo granular compacto. Sin embargo, este sismo causó un grave daño a la ciudad de México a más de 350 km del epicentro, donde había mayor influencia del suelo con material aluvial. Por otro lado, a diferencia de los valles de los ejemplos anteriores, podemos mencionar casos de topografía superficial ocurrido durante el sismo de 1994, Northridge (California) Mw 6.7. Este sismo produjo una de las más altas aceleraciones del movimiento del suelo registradas, de 1.78 g, en la cima de la montaña Tarzana localizada a 6 km al sur del epicentro. El alto pico de aceleración observado fue atribuido al efecto topográfico en la montaña (Bouchon *et al.*, 1996).

El hecho de que los sismos causen mayores daños en ciertos lugares, y relativamente menor daño en otros, sugiere que las condiciones geológicas locales

influyen de manera significativa en el movimiento local del suelo. Este fenómeno en la transferencia de movimiento de las ondas incidentes en un sitio es conocido como efecto de sitio.

A continuación se revisará el efecto de sitio desde los estudios más relevantes con el objetivo de analizar y comprender la influencia de las condiciones locales en la transferencia de movimiento de las ondas incidentes en un sitio. Para ello, se evaluará la amplificación del campo de ondas sísmicas por el efecto de la topografía superficial (en montañas y cañones) con modelos teóricos (2-D y 3-D) y resultados experimentales permitiéndonos ampliar los estudios a casos más complejos con la inclusión de factores realísticos como meteorización, erosión, efecto de estructuras geológicas vecinas y gradiente vertical de velocidad. Del mismo modo, se abordará el efecto de la geología superficial, teniendo en cuenta que en el efecto de sitio influye de forma muy importante la estructura geológica local en cuanto a su composición, geometría, propiedades dinámicas, etc. (Rogers *et al.* (1983), Bard (1983) entre otros). Asimismo, se presentará los estudios realizados por Benites and Haines (1994) en modelamiento del efecto de sitio en 2-D y 3-D para estructuras complejas con los resultados más significativos, para la interpretación de la transferencia del movimiento del suelo.

1.1 Efectos de la Topografía Superficial

Por efectos topográficos durante sismos se considera a la variación espacial del movimiento del suelo causado por dispersión y difracción de las ondas sísmicas incidentes por la forma de la superficie terrestre. El estudio de tales efectos es relevante en la evaluación del daño sísmico debido a la presencia de montañas, depresiones, o áreas donde haya una combinación de ambas formas. Numerosas observaciones de los daños causados por los terremotos destructivos en zonas montañosas muestran consistentemente que la intensidad del daño es mucho mayor en la parte superior (en la cima) de la colina que en su base (Geli *et al.*, 1988, reportando tales observaciones desde 1902)

Varios experimentos se llevaron a cabo con el fin de cuantificar tales fenómenos (Davis and West, 1973, Rogers *et al.*, 1974, Griffiths and Bollinger, 1979, Tucker *et al.*, 1984) confirmando en general la tendencia de amplificación observada en colinas masivas, independientemente de la complejidad de la configuración geológica de la región. Las mediciones directas del cociente espectral del movimiento en la cima de la colina con respecto al movimiento en su base, produjeron los correspondientes valores de factores de amplificación de hasta 30 (Davis and West, 1973). Esto sugirió que los valores máximos se producen para longitudes de onda incidente comparables al ancho de la colina en su base, y que dependen débilmente de la relación de forma h/l , es decir, la relación de la altura h y la mitad del ancho l de la colina.

Para caracterizar este efecto de amplificación, se propusieron varios modelos teóricos de propagación de ondas sísmicas en topografías elevadas. Los primeros modelos consideraban un semi-espacio homogéneo que presentaba una colina aislada en 2-D, y con incidencia de ondas planas SH, P y SV. Para representar a la propagación de ondas utilizaron esquemas numéricos de Diferencias Finitas (Boore, 1972), Elementos Finitos (Smith, 1975), Numero de Onda Discreto (Bouchon, 1973; Bard, 1982) y método de Aki-Larner (Aki and Larner, 1970), Ecuación de Integral de Frontera (Sills, 1978; Sánchez-Sesma *et al.*, 1983). Los resultados de estos modelos confirman, consistentemente, la tendencia de amplificación observada en la cima de la colina. Los valores obtenidos para el factor de amplificación de cima/base están en el rango de 1 a 3 para las componentes horizontal y vertical del movimiento (en plano), y para la componente transversal SH (anti-plano). Estos valores son válidos tanto en el dominio del tiempo (cociente pico a pico) como en el de frecuencia (cociente espectral). Las discrepancias entre los principales factores de amplificación observados y teóricos de cima/base son notables, lo que sugiere que el modelo de una montaña aislada en un medio homogéneo es demasiado simplista para representar casos reales de propagación de las ondas sísmicas en una cadena de montañas. Dado que algunos de los experimentos mencionados anteriormente implicaron montañas aisladas en dos y tres dimensiones, la conclusión es que los efectos debidos únicamente a la presencia de la topografía elevada no pueden ser observados en la naturaleza pero se combinan con los efectos introducidos por otras características del suelo. El caso de las depresiones, como cañones, se ha estudiado a fondo en teoría (Trifunac, 1973; Smith, 1975; Bouchon, 1973, entre los anteriores) pero sólo unas

pocas observaciones están disponibles para la comparación. Tal vez los registros más conocidos son las dos componentes horizontales de la aceleración registrada por el acelerógrafo de la Presa Pacoima durante el terremoto de San Fernando 1971 (Trifunac, 1973; Boore, 1972; Bouchon, 1973).

1.1.1 Observaciones en efectos topográficos y comparaciones con modelos teóricos simples.

En esta sección se describe algunos experimentos realizados para cuantificar los efectos en el movimiento del suelo de las topografías elevadas y depresiones, los primeros intentos teóricos para caracterizarlos, así como las discrepancias entre los factores obtenidos por observación y teoría, en cada caso.

A.- Resultados experimentales

Montañas

Varias réplicas del terremoto de San Fernando 1971 registradas en las estaciones a lo largo de la montaña de Kagel y el Pico Josephine fueron estudiadas por Davis and West (1973). También estudiaron los registros sísmicos observados en la cima y la base de la montaña de Butler, Nevada, causados por el colapso de una cavidad subterránea. Sus resultados en este caso muestran grandes factores de amplificación, de hasta 10.

Rogers *et al.* (1974) registraron una explosión nuclear subterránea en varios sitios a través de la montaña NASA, Nevada. Esta montaña puede ser considerada en dos dimensiones, de geometría no abrupta y propiedades regulares (homogénea). El frente de onda de las ondas sísmicas incidentes registradas fue paralelo al eje de la montaña. Sus cálculos de los cocientes cima/base fueron restringidos en el dominio del tiempo, ya que sólo los registros analógicos estaban disponibles, produciendo factores de amplificación de hasta 1.25, la más alta en la cima. Además, Rogers *et al.* (1974) realizaron experimentos a escala del efecto topográfico utilizando el modelo sísmico de Oliver *et al.* (1954) y ondas ultrasónicas P incidentes, encontrando no sólo una coincidencia cualitativa con los registros observados sino que también

fueron capaces de realizar un estudio paramétrico del efecto de una colina en términos de los ángulos de incidencia y el azimut, la pendiente de la colina y la frecuencia. También, encontraron un factor de amplificación de aproximadamente 1.55 correspondiente a una onda Rayleigh. Un experimento sísmico en los Montes Apalaches fue realizado por Griffiths and Bollinger (1979), quienes registraron un terremoto y 136 eventos correspondientes a explosiones de cantera y minas, en las estaciones ubicadas en seis características topográficas. En este caso la topografía (correspondiente a colinas y valles) también se puede considerar de dos dimensiones, con las ondas incidentes procedentes de eventos en su mayoría desde azimuts casi perpendiculares al eje de la montaña. Los sismómetros horizontales fueron alineados en paralelo al strike (dirección con respecto al norte) de la montaña por lo que sus registros corresponderían al movimiento SH. Sin embargo, la estructura geológica era claramente diferente de la estudiada por Griffiths and Bollinger (1979), en que las capas delgadas de sedimentos blandos cubrían las colinas, y estas no estaban aisladas pero aparecían como topografías elevadas espacialmente periódicas. En este caso, también, los registros eran analógicos, y los factores de amplificación cima/base calculados en dominio de tiempo, mostraron valores entre 1.7 y 3.4. Un experimento específico para medir las diferencias espectrales del movimiento en una pequeña colina se llevó a cabo por Tucker *et al.* (1984), quienes observaron que los cocientes espectrales eran casi independientes del azimut y de la magnitud de los eventos sísmicos. El factor de amplificación espectral con respecto a un túnel cercano, no localizado en la base de la colina, era alrededor de 8. Además, reportaron otras observaciones en las colinas con menores amplificaciones espectrales cima/base. Por último, Umeda *et al.* (1986) reportaron que los cantos rodados en la parte superior de una colina, de 100 m de altura y 500 m de ancho, fueron sacudidos durante el Terremoto de 1984 en la Prefectura de Nagano, Japón, lo que sugiere la ocurrencia anómala de altas aceleraciones en el sitio; también calcularon un factor de amplificación espectral cima /base del orden de 10. Esta pequeña colina es casi de dos dimensiones y presenta una estructura subterránea no homogénea.

Depresiones

No hay muchas observaciones del movimiento del suelo en las depresiones (como cañones). Tal vez un caso único es el fuerte movimiento del suelo registrado en las

dos componentes horizontales del acelerógrafo AR-240 en la Presa Pacoima durante el terremoto de San Fernando 1971 (Trifunac and Hudson, 1971; Boore, 1972). La máxima aceleración registrada fue de hasta 1.25 g. La pregunta es: ¿es una buena estimación del campo de aceleración real dentro de la región epicentral? ¿O es el resultado de los efectos locales del sitio?

En cuanto a la escala regional, el acelerógrafo estaba en el fondo de un cañón, a unos 8 km al sur del epicentro, y en el strike del plano de falla (N70°W). Sin embargo, observando a escala local, el acelerógrafo se localizaba encima de una pequeña colina en el interior del cañón. Teniendo en cuenta que la aceleración máxima se produce a 10 Hz, y asumiendo que la velocidad de onda de corte es de unos 2 km/s, y una razón de Poisson de 0.25, las longitudes de onda correspondientes serían de unos 340 m de las ondas P y 200 m para las ondas S (Bouchon, 1973). Para este caso, parece que los efectos de la colina deben ser predominantes. No hay consenso sobre este punto, que será abordado en la siguiente sección.

B.- Resultados teóricos

El problema de caracterizar los efectos debido puramente a la topografía irregular de la superficie libre no es trivial teniendo en cuenta que incluso una superficie libre plana presenta efectos complejos sobre el movimiento, dependiendo del tipo de onda incidente (P, SV, SH), ángulo de incidencia y características de la fuente. Por un lado la superficie libre plana duplica la amplitud de las ondas SH, sin variaciones locales y para cualquier ángulo de incidencia. Por otro lado, la componente horizontal de una onda incidente SV en el ángulo crítico es amplificada drásticamente, como se muestra en la Figura 1.1 (Aki, 1988).

Algunos investigadores atribuyen a este efecto el patrón de gran daño local observado durante el terremoto de 1987 Whittier Narrows, Los Ángeles (Aki, 1988), y es de esperarse cuando la topografía de superficie libre se aparta de lo plano a lo irregular.

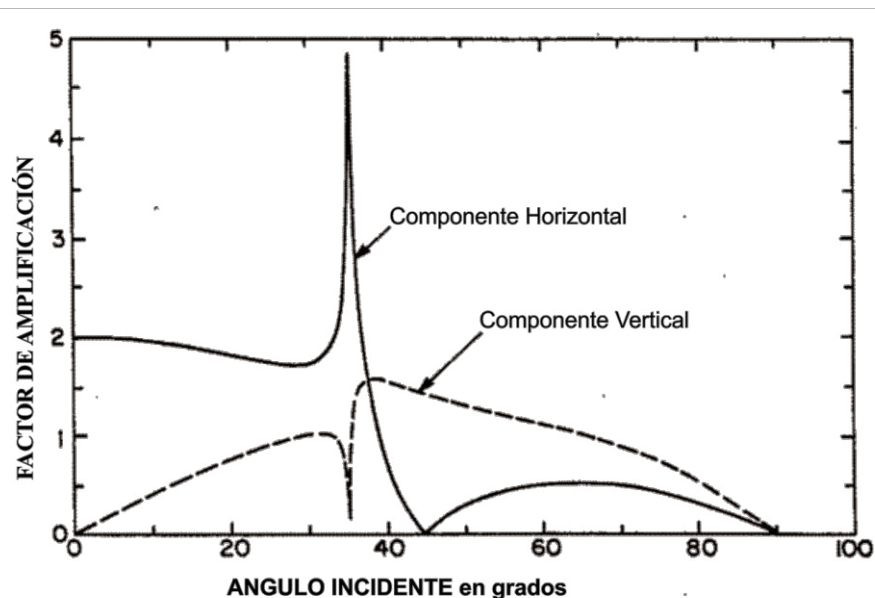


Figura 1.1 Amplitud de la componente horizontal (línea sólida) y vertical (línea discontinua) del desplazamiento en la superficie libre debido a ondas SV incidentes, graficado como una función del ángulo de incidencia, para el caso de razón de Poisson 0.25. Fuente. Datos tomados de Aki (1988).

Montañas

Boore (1972) utilizó un esquema de Diferencias Finitas para representar la propagación de ondas SH en un semi-espacio homogéneo con una topografía de montaña. Calculó los factores de amplificación cima/base de dos pendientes, 23° y 35°, y encontró que el máximo valor fue de alrededor de 1.4. Smith (1975) utilizó Elementos Finitos para estudiar una montaña simétrica con forma triangular, de 20° de pendiente (relación de forma $h/l = 0.373$), encontrando que el máximo factor de amplificación cima/base, alrededor de 1.8, ocurrió a las ondas SV para valores de longitudes de onda incidente igual a 1.5 veces la mitad del ancho de la montaña. Bouchon (1973) modeló una colina simétrica de forma cosenoidal, para ondas incidentes SH, P y SV, utilizando la técnica de Número de Onda Discreto (Aki and Larner, 1970). Sus resultados por incidencia vertical SH hicieron resaltar el efecto de la relación de forma para los valores de $h/l = 0.23, 0.4, 0.67$ y 0.8 , estableciendo la longitud de la onda de incidencia como $\lambda = 5h$. Por ejemplo, para $h/l = 0.23$ (es decir, $\lambda = 1.15l$), el factor de amplificación cima/base era aproximadamente 1.25, mientras que para $h/l = 0.8$ ($\lambda = 4l$) era aproximadamente 1.7. Estos valores aumentaron ligeramente con el ángulo de incidencia. Para el caso de P-SV, manteniendo $h/l = 0.4$ y $\lambda = 4h$ ($\lambda = 1.6l$), los factores de amplificación cima/base eran aproximadamente

1.5 y 1.4 para ondas planas P y SV incidentes verticalmente, respectivamente. Si bien el efecto de un ángulo de incidencia 35° se puede despreciar para P, se incrementó el factor de amplificación para SV hasta 2.3 (ver Figura 1.2). Han habido otros estudios sobre los efectos de las topografías elevadas utilizando modificaciones de estas técnicas (Zahradnik and Urban, 1984, con Diferencias Finitas; Bard, 1982, con el método de Numero de Onda Discreto). A pesar de que estos estudios confirmaron el efecto de amplificación observada en la cima, sigue siendo inferior a un factor de 3. Un resumen de los resultados para las ondas SH se muestra en la Figura 1.3 para una montaña de $h/l = 0.4$. Aquí la respuesta de frecuencia en términos de la frecuencia adimensional η se calcula para seis estaciones distribuidas a lo largo de la pendiente de la montaña, de arriba hacia abajo, Tenga en cuenta que en este modelo el factor de calidad Q se ha incorporado en el desarrollo del método Número de Onda Discreto.

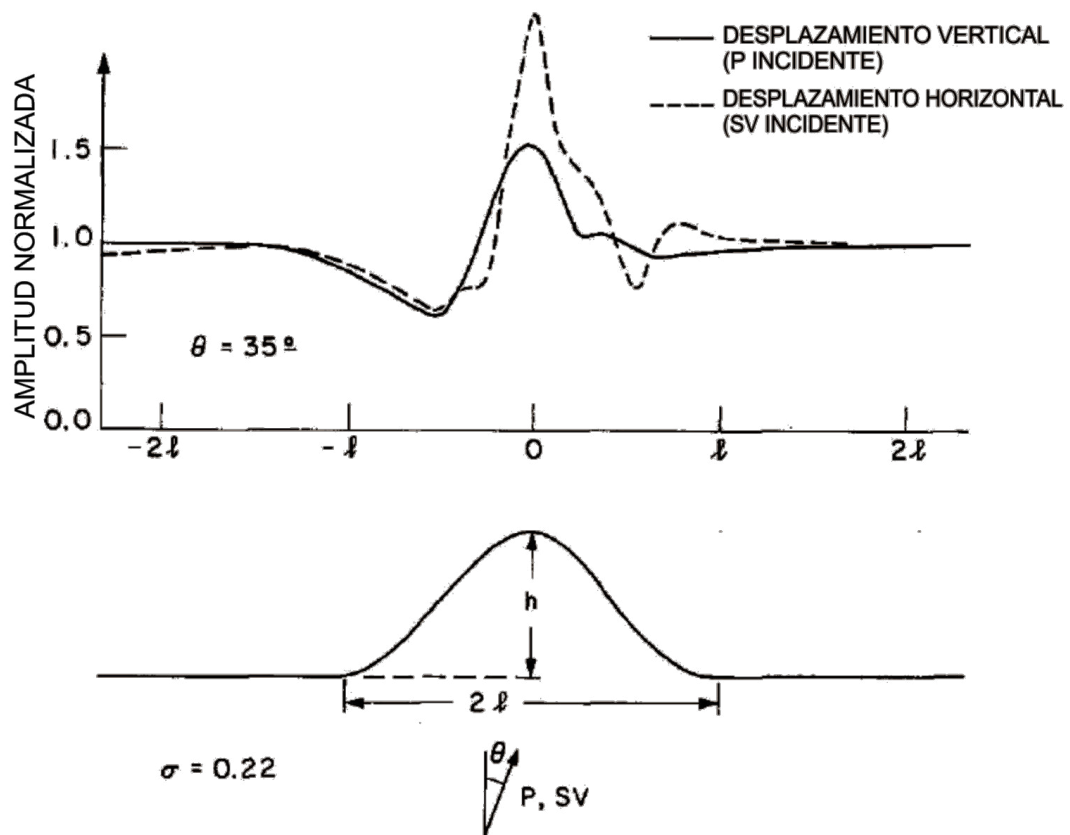


Figura 1.2 Amplitud normalizada del desplazamiento teórico para las ondas P y SV sobre una colina en forma cosenoidal. Relación de forma $h/l = 0.4$. Fuente. Datos tomados de Bouchon (1973).

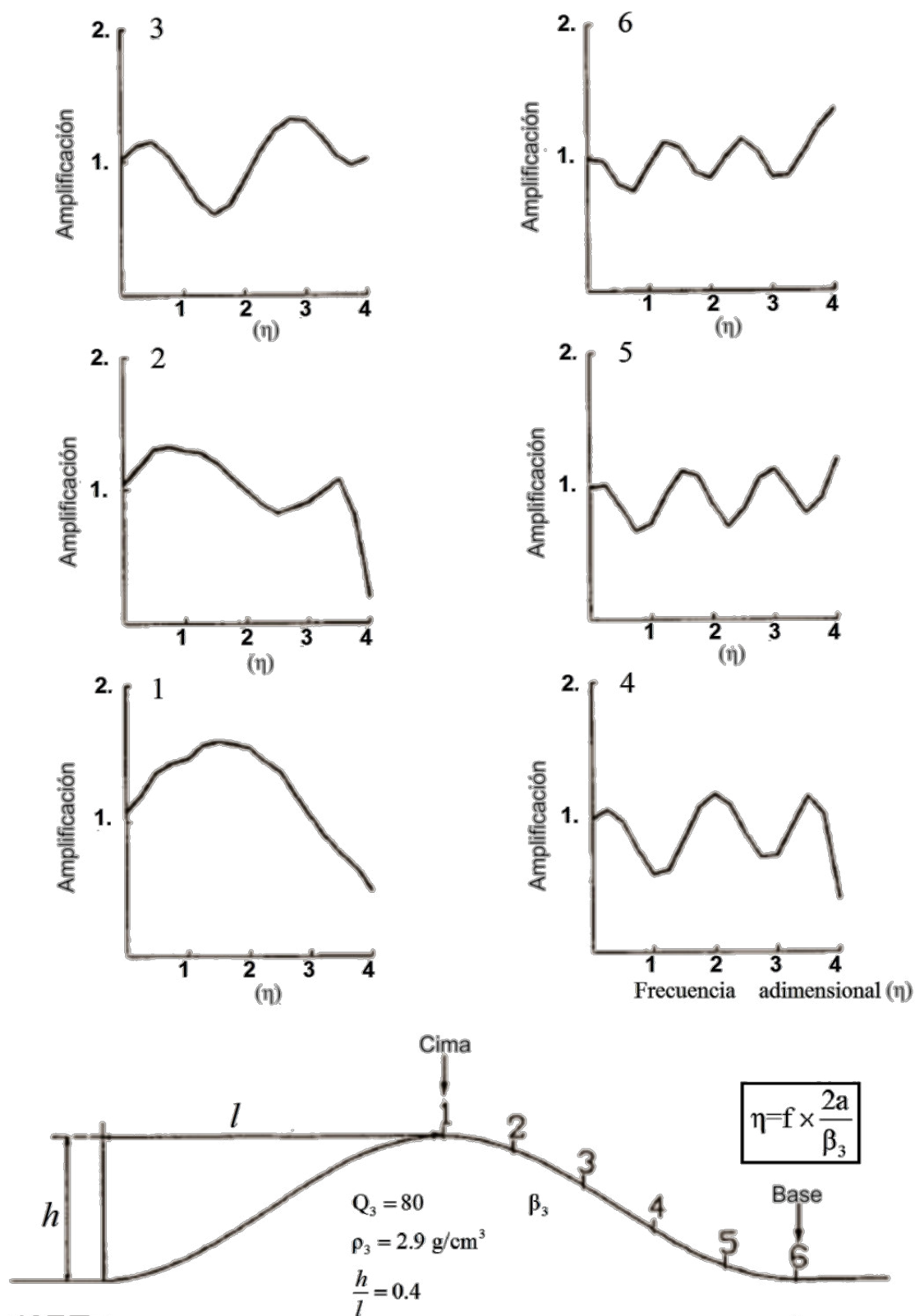


Figura 1.3 Funciones de transferencia para incidencia de ondas SH obtenido en 6 sitios superficiales para una colina homogénea aislada. $h/l = 0.4$. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

Depresiones

Desde que Trifunac (1973) presentó sus soluciones analíticas para los campos de desplazamiento producidos por ondas planas SH propagándose en un semi-espacio con topografía de cañón cilíndrica de secciones transversales semi-circular y semi-elíptica, la respuesta sísmica de cañones en dos dimensiones ha sido estudiada a fondo usando diversas técnicas numéricas desarrolladas para incorporar en la solución las complejidades y el tipo de onda sísmica incidente encontrado en problemas geológicos reales (Aki, 1988).

La respuesta en frecuencia de un cañón semi-circular para ondas SH incidentes se muestra en la Figura 1.4, en ocho estaciones distribuidas a lo largo del cañón. En la Figura 1.4 'a' es el radio del cañón, $\omega = 2\pi f$ (f es la frecuencia), γ es el ángulo de incidencia. La respuesta se da para tres ángulos de incidencia, 0° (vertical), 30° y 90° , medidos en sentido horario desde la vertical. Se aprecia una notable variabilidad de los efectos de sitio, mostrando que la mayor amplificación se produce en los bordes del cañón. Tanto la amplitud y la variabilidad de la amplificación son significativamente afectadas por el ángulo de incidencia, alcanzando un valor casi constante de 4 (dos veces la respuesta para superficie plana) en el borde del lado de incidencia, para $\gamma = 90^\circ$. Se obtuvieron resultados similares por Sánchez-Sesma and Rosenbluth (1979) usando un esquema de Integral de Contorno, que a su vez se puede aplicar a los problemas que implican formas de sección transversal arbitraria. Tanto las soluciones analíticas por Trifunac (1973) y los resultados del método Integral de Contorno se han convertido en puntos de referencia de prueba para otras técnicas aproximadas destinadas a calcular con precisión los efectos de las topografías irregulares en el movimiento del suelo.

Bouchon (1973) presentó el caso de depresión en forma cosenoidal (ver Figura 1.5) para incidencia de ondas P, SV y SH, primero manteniendo constante la relación de forma h/l a 0.62 (imagen superior), luego, al asumir varios valores de relación de forma solamente para SH (imagen inferior). Este estudio paramétrico de las respuestas aborda la relación entre la longitud de onda incidente λ y la profundidad de la depresión h en la forma $\lambda = 5h$, teniendo en cuenta que esta relación es

característica de las respuestas para las longitudes de onda incidente en el rango entre $2h$ y $20h$.

A medida que estos efectos se hicieron importantes en el moderno diseño de largos canales lineales, soporte de puentes y presas, los investigadores extendieron sus análisis a estructuras geológicas más complejas. Entre ellos Wong (1982) estudió el caso de las ondas P y SV dispersadas para cañones circulares, por primera vez. Sánchez-Sesma (1985) presentó una expresión analítica (originalmente desarrollada por Macdonald, 1902) para las ondas SH difractadas por una colina en forma de cuña o depresión. Moeen-Vaziri and Trifunac (1988) estudiaron el movimiento de cizalla en canales de forma de sección transversal arbitraria, Dakoulos and Gazetas (1986) calcularon las vibraciones de las presas de terraplén por ondas de corte incidentes, y Vogt *et al.* (1988) trataron el caso de un cañón de forma transversal arbitraria en un medio estratificado. Las soluciones en el dominio de tiempo para las ondas P, SV, SH y Rayleigh en un cañón semicircular de radio ' a ' fueron dadas por Kawase (1988), utilizando un método híbrido basado en los métodos de Número de Onda Discreto y Elementos de Frontera. La Figura 1.6 muestra el movimiento transitorio en un denso arreglo de estaciones distribuidas a lo largo de la región, por ondas incidentes SH (figura superior) y SV (figura en el medio e inferior) con el pulso de Ricker como ondícula incidente con frecuencia central adimensional $\eta=2$, donde $\eta = 2a/\lambda$. Las características notables en estos sismogramas son las ondas difractadas (ondas de arrastre) que se desplazan en el cañón que, en interacción con la onda incidente, causan una gran amplificación local y un cambio de fase en los bordes.

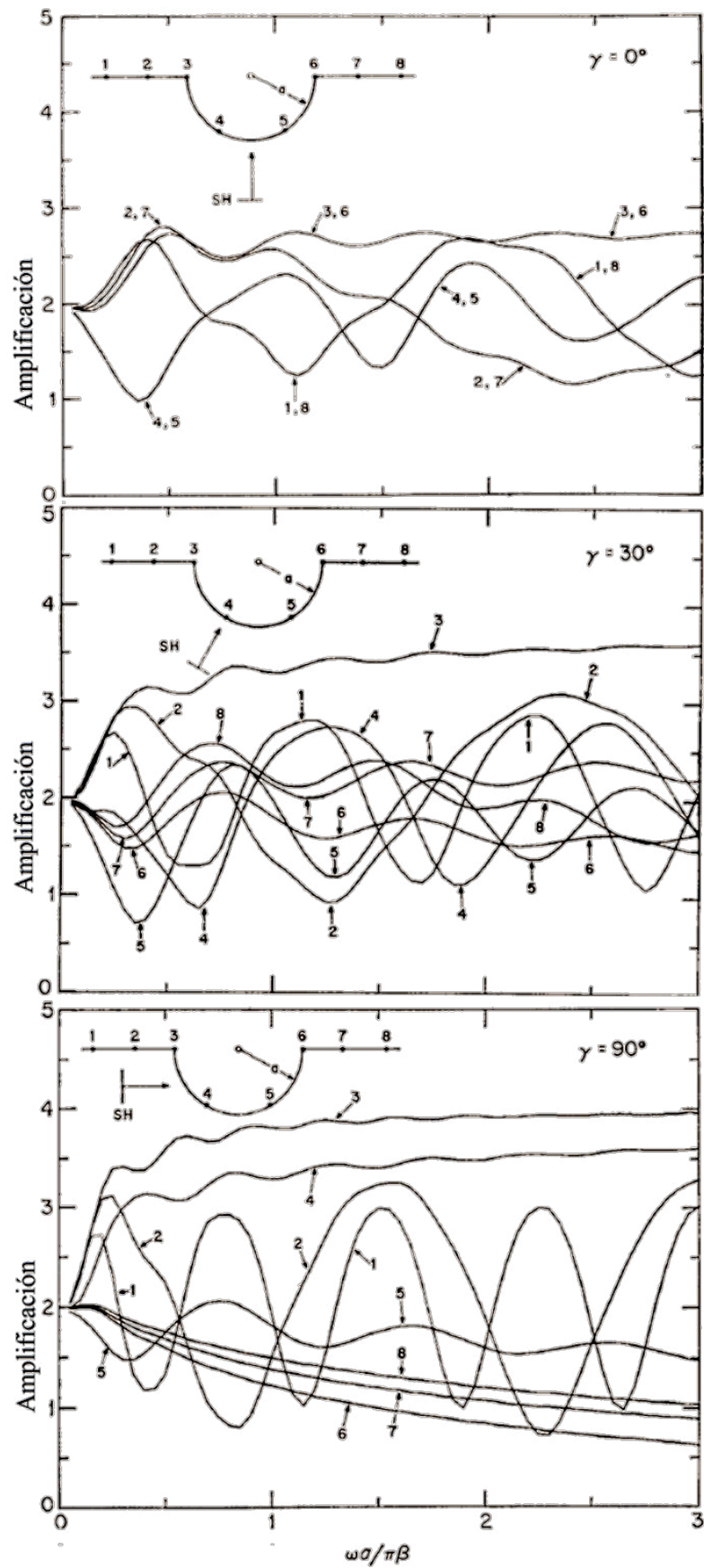


Figura 1.4 Respuesta en frecuencias en 8 sitios a lo largo de un cañón circular, para ángulos de incidencia $\gamma = 0^\circ$ (parte superior), $\gamma = 30^\circ$ (medio), $\gamma = 90^\circ$ (parte inferior). Notar que $\omega a / \pi \beta = 2a / \lambda$. Fuente. Datos tomados de Trifunac (1973).

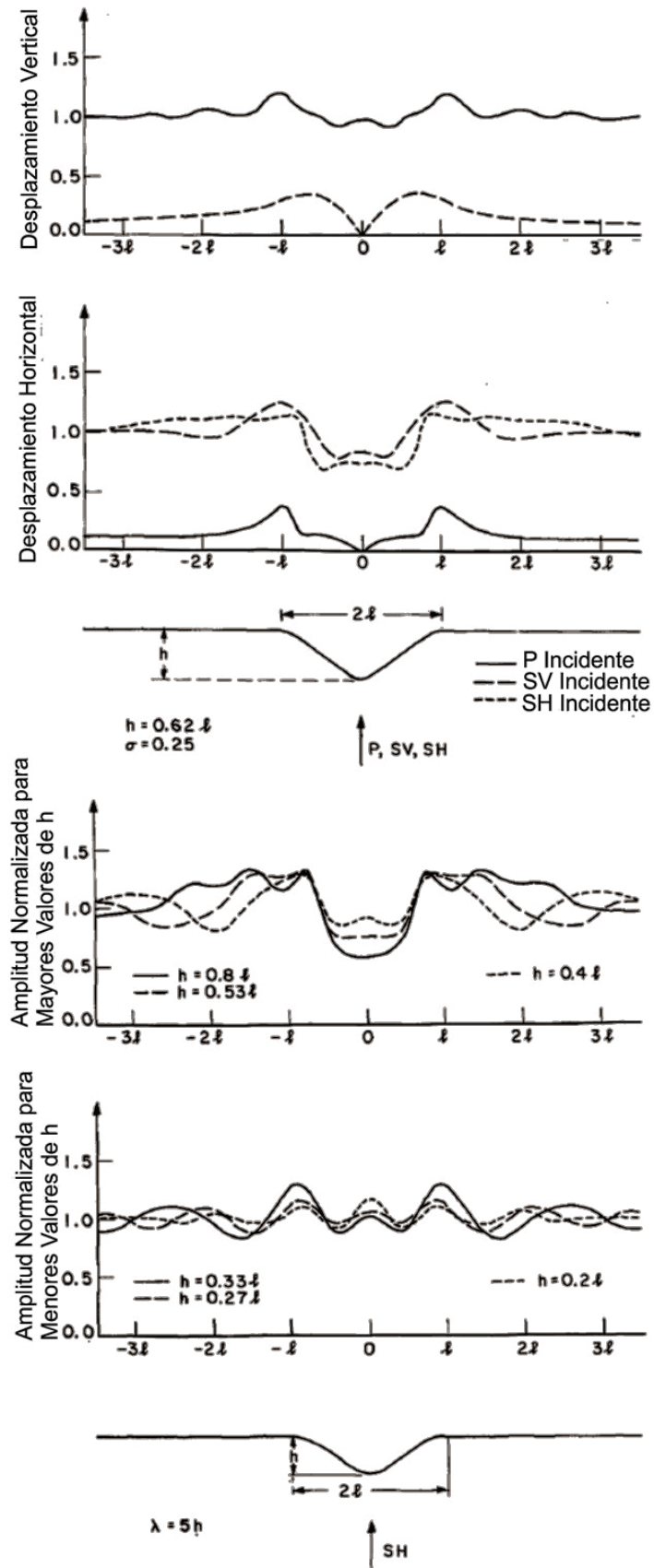


Figura 1.5 Distribución espacial de la amplitud del movimiento del suelo bajo la incidencia de ondas P, SV y SH, para la relación de forma $h/l = 0.62$ (parte superior), y para diferentes valores de h/l por incidencia de ondas SH (parte

inferior). Ya que $\lambda=5h$, notar que las longitudes de ondas incidentes varían entre l (para $h/l=0.2$) y $4l$ ($h/l=0.8$). Fuente. Datos tomados de Bouchon (1973).

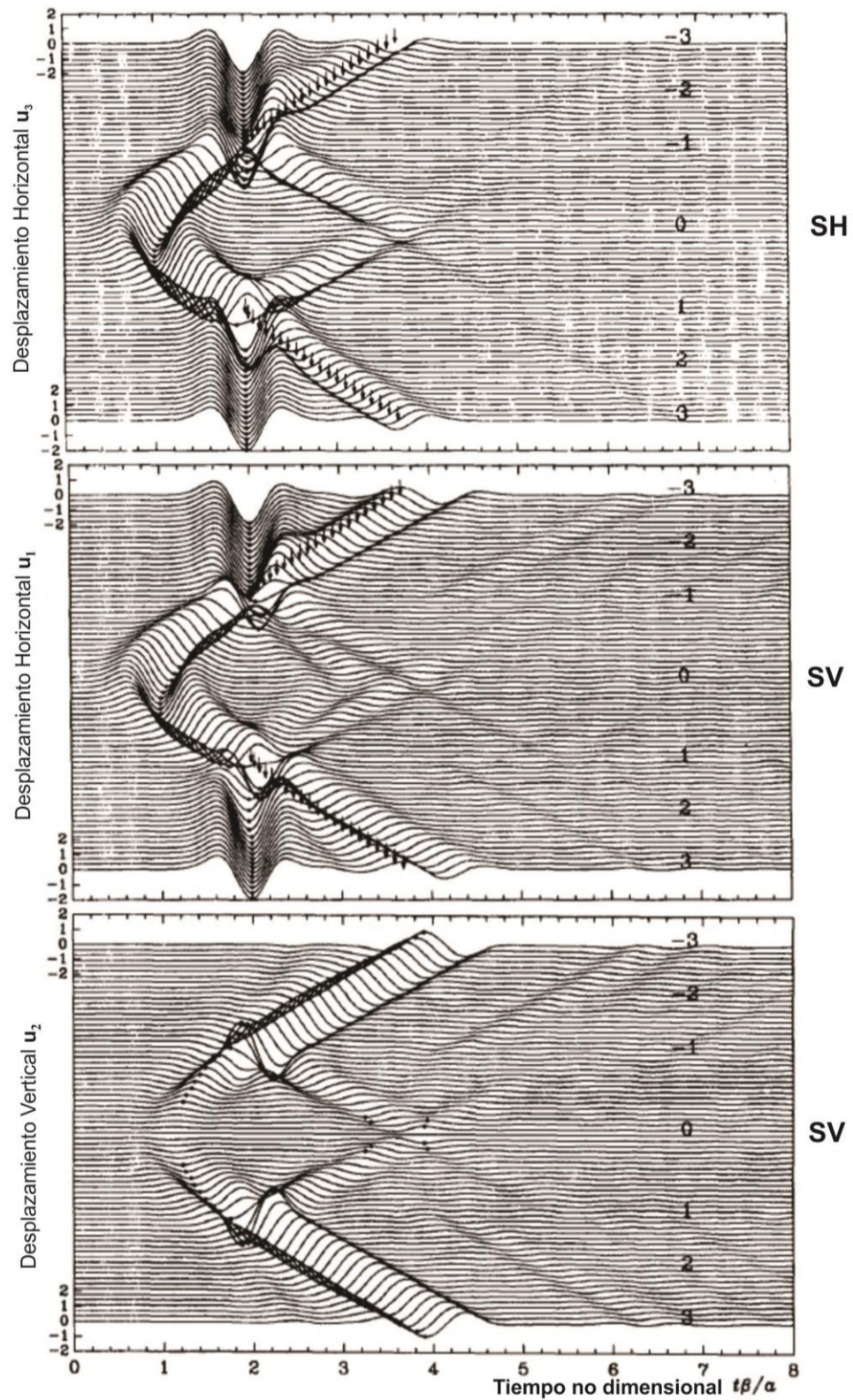
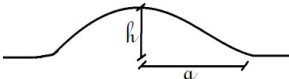
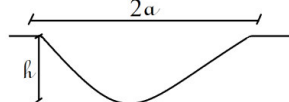


Figura 1.6 Respuesta en el dominio del tiempo de un cañón circular para incidencia vertical de SH (parte superior) y SV (parte media para el movimiento horizontal, parte inferior para el movimiento vertical). La ondícula

de entrada es el pulso de Ricker con frecuencia central β/a . Los números pequeños en la esquina superior izquierda representan unidades de amplitud relativas, y los que están en el lado superior derecho, los números de radios “a”, a la izquierda (negativo) a la derecha (positivo), del centro del cañón. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1988).

El extenso trabajo teórico mencionado hasta ahora ha ayudado a explicar los patrones de amplificación observados del movimiento del suelo debido a la topografía irregular de superficie libre y comprender los fenómenos ondulatorios básicos que intervienen en este. Esto es resumido en el Cuadro 1.1, para las irregularidades de colina y de cañón. Si estos modelos teóricos pudieran ser verificados por comparación directa con datos experimentales, entonces podrían ser utilizados para una estimación fiable del movimiento del suelo en sitios donde no se han registrado terremotos. Tales datos se consideran en la siguiente sección.

Cuadro 1.1 Resumen del fenómeno básico, características espectrales y aplicaciones en Ingeniería Sísmica para dos estructuras topográficas en 2-D.
Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

	Fenómeno Básico	Características Espectrales	Aplicación a Ingeniería Sísmica
<p>Colina</p> 	<p>Difracción de las ondas superficiales propagadas al exterior.</p> <p>Energía centrándose en las partes convexas (como en la cima de la montaña).</p>	<p>Efectos de banda ancha centrado en la frecuencia para la cual la longitud de onda es comparable al ancho de la característica topográfica</p> <p>($\lambda=5a$ a $\lambda=a/4$)</p>	<p>Amplificación en la parte superior, Deamplificación en la base de la montaña y movimiento diferencial en las pendientes.</p> <p>Efectos mucho más grandes en las componentes horizontales que en la componente vertical.</p>
<p>Cañón</p> 	<p>Ondas difractadas o "de arrastre" propagadas dentro del cañón.</p> <p>Fuerte interferencia con la onda incidente en los bordes del cañón</p>	<p>Gran variabilidad de las amplitudes de los espectros de un lugar a otro: de banda ancha fuera del cañón, de banda angosta en el interior del cañón.</p> <p>Fuerte dependencia del ángulo de incidencia.</p>	<p>La respuesta depende fuertemente del ángulo de incidencia: Amplificación en el lado de la incidencia, Deamplificación en el lado opuesto a la incidencia.</p> <p>Efectos más grandes en las componentes horizontales que en la vertical.</p>

1.1.2 Comparación de resultados experimentales y teóricos

A pesar que la cantidad de investigación en dos dimensiones modelando las irregularidades topográficas es extensa, pocos datos experimentales u otro tipo de observaciones están disponibles para la comparación en el caso de los cañones; esto es, principalmente porque pocas configuraciones geológicas consideradas como depresiones o cañones son lo suficientemente largas para ser consideradas de dos dimensiones. Como indicó Trifunac (1973) uno de estos casos podría ser el Cañón Kern, en Sierra Nevada. Otro caso que al menos sería satisfactorio para el análisis cualitativo es el Cañón Pacoima, en las proximidades de la presa de Pacoima. La situación es diferente para las topografías elevadas, como se ha mencionado antes, la comparación directa de la teoría y la experimentación es posible para los distintos casos. Por ejemplo, se han obtenido cocientes espectrales en dos estaciones que se ubican sobre granito en las montañas de Kagel (Davis and West 1973). Bard (1983) trató de modelar las amplificaciones observadas con una colina aislada. Sus comparaciones se muestran en la Figura 1.7.

Muchos otros autores han contribuido a comparaciones similares, y sus resultados son resumidos en la Figura 1.8 (en el dominio del tiempo), y la Figura 1.9 (en el dominio de la frecuencia), en términos de la relación de forma de la colina, y para varios eventos (ambas figuras fueron reproducidas por Geli *et al.*, 1988). En estas figuras los símbolos abiertos representan el resultado observado, los más oscuros son considerados como observaciones tridimensionales (Davis and West 1973), mientras que los símbolos cerrados representan los resultados de los modelos teóricos (dos y tres dimensiones). Sólo un artículo para los resultados en tres dimensiones se ha incluido (Zhengpeng *et al.*, 1980) porque sus resultados son directamente comparables con los reportados para el caso de dos dimensiones. La frecuencia adimensional se define como $2a/\lambda$. Tanto en la Figura 1.8 y 1.9 se observa en general una diferencia significativa de los resultados observados y calculados. En el dominio del tiempo la componente horizontal se calcula mejor que la componente vertical, la cual muestra una gran dispersión para diferentes eventos observados. En el dominio de la frecuencia se observa diferencias drásticas, especialmente cuando la comparación implica modelos en dos dimensiones. Por ejemplo, para $h/a = 0.4$ los mejores valores observados y teóricos de los factores de amplificación cima/base

están en la razón 30/2 para la componente horizontal, y 9/1.6 para la componente vertical.

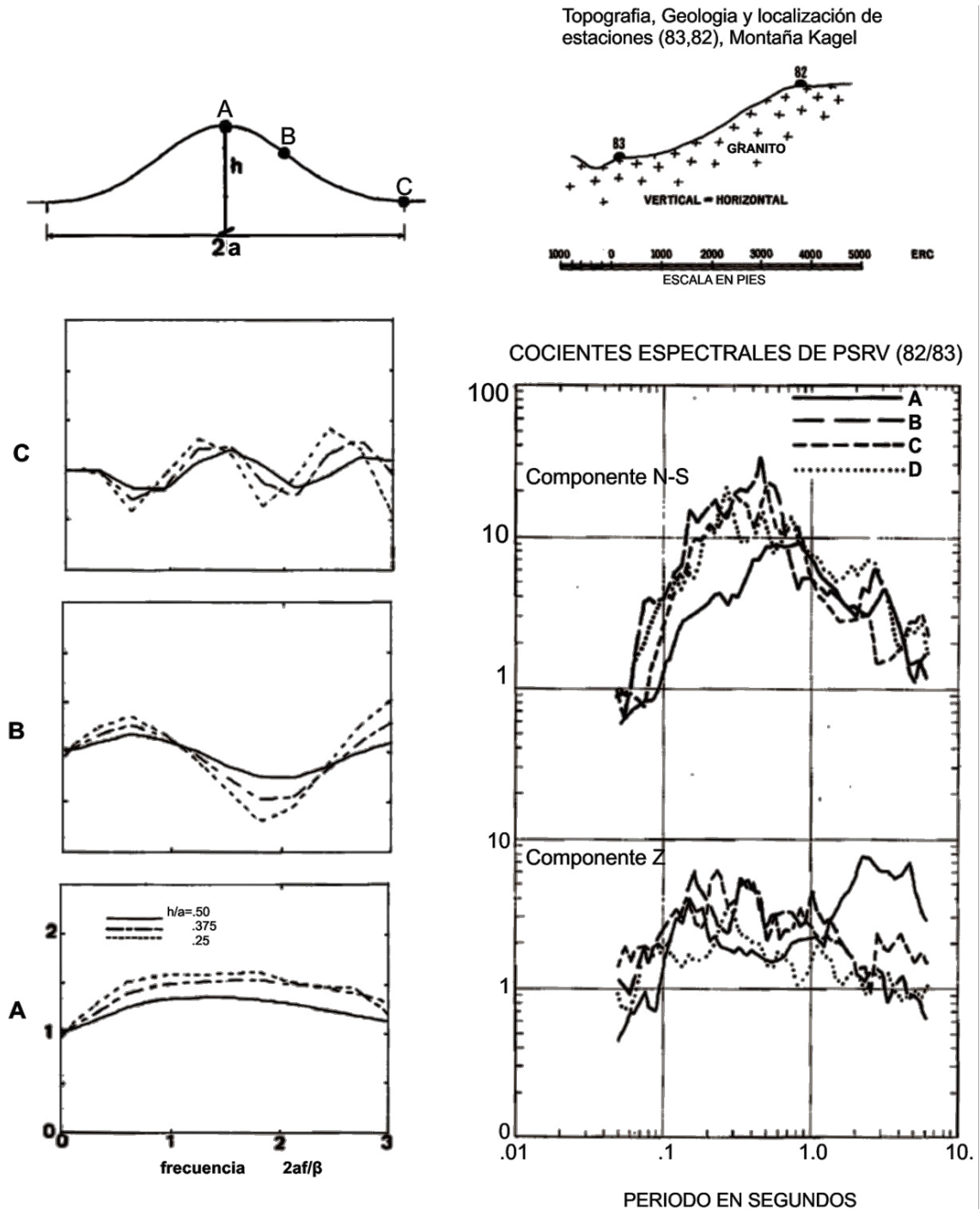


Figura 1.7 Columna izquierda, muestra los resultados teóricos para una onda SH en tres sitios localizados, respectivamente, en la cima, mitad de la pendiente, y base para las tres diferentes alturas de una colina. Fuente. Datos tomados de Bard (1982). Columna derecha, muestra los cocientes espectrales de PSRV, de la cima a la base, para cuatro diferentes eventos (A, B, C, D) y las dos componentes de movimiento. PSRV es el cociente espectral de la pseudovelocidad. Fuente. Datos tomados de Davis and West (1973).

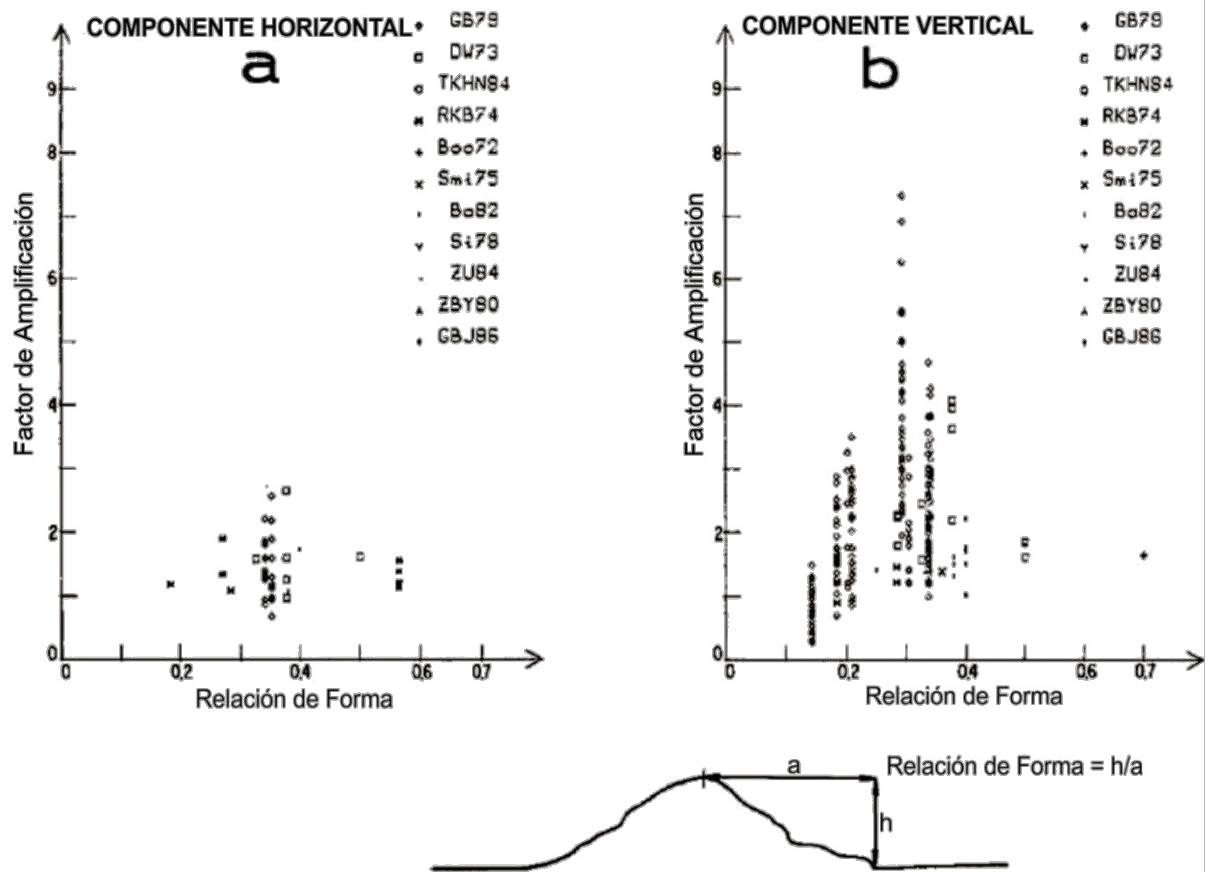


Figura 1.8 Amplificación cima/base en el dominio del tiempo pico a pico como es reportado en la literatura, graficado como una función de la relación de forma h/a . Símbolos abiertos indican estudios experimentales, símbolos cerrados indican resultados de estudios teóricos. Cada símbolo corresponde a un estudio como sigue: GB79 = Griffiths and Ballinger, 1979; RKB74 = Rogers *et al.*, 1974; DW73 = Davis and West, 1973; Ba82= Bard, 1982; Smi75 = Smith, 1975; Si78 = Sills, 1978; TKHN84 = Tucker *et al.*, 1984; ZBY80 = Zhengpeng *et al.*, 1980; Boo72 = Boore, 1972; y ZU84 = Zahradnik and Urban, 1984. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

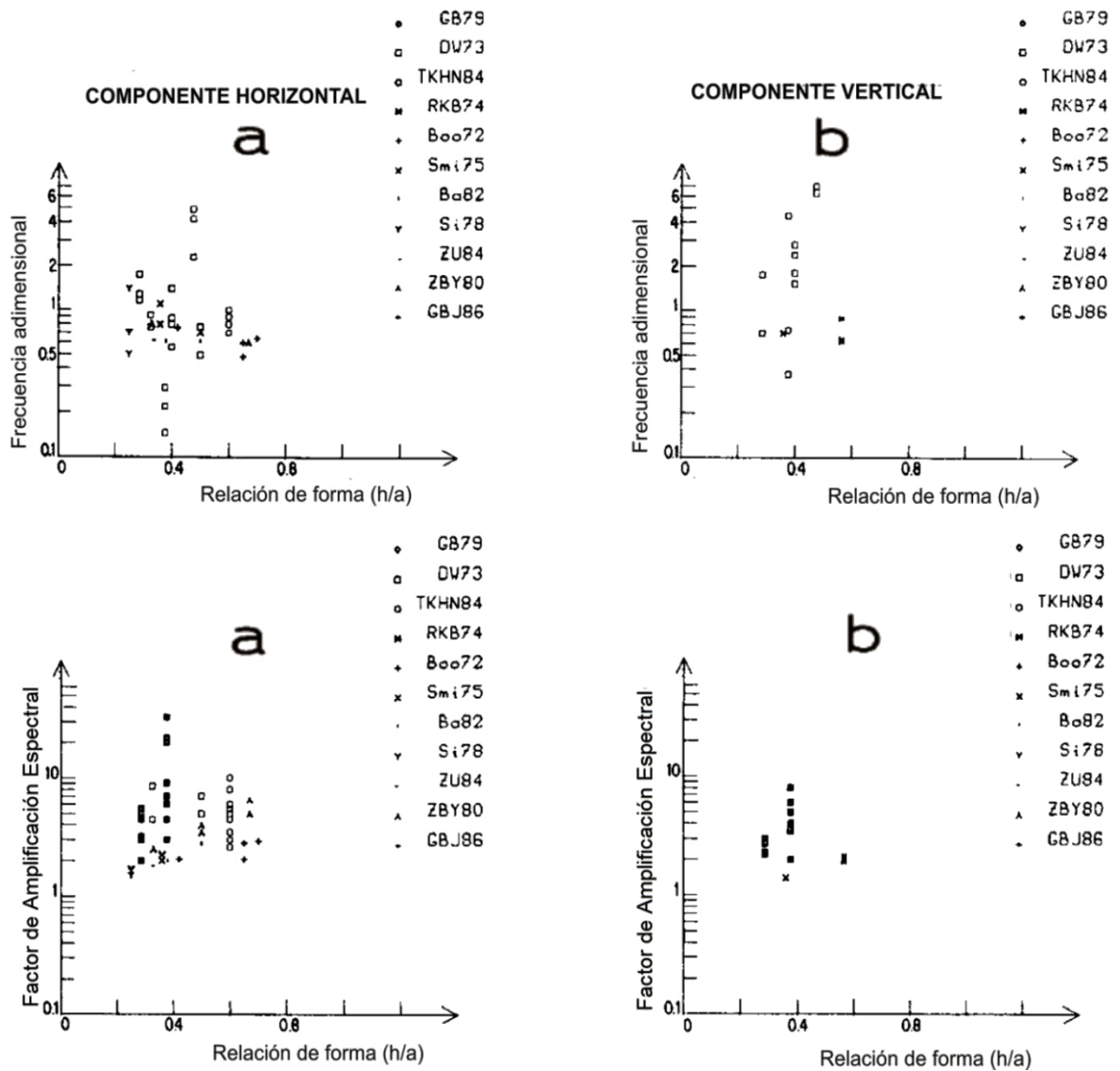


Figura 1.9 Parte superior: Frecuencias adimensionales. Parte inferior: correspondientes picos de máxima amplificación espectral cima/base. Los símbolos están definidos de la misma forma que en la Figura 1.8, excepto para los datos experimentales correspondientes a topografías 3-D pronunciadas, las cuales son “dobles”. Las frecuencias reales han sido multiplicadas, para cada caso, por $2\alpha/\beta$ (β es la velocidad de onda de corte). Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

En el caso de las depresiones, Trifunac (1973) relacionó los grandes valores de la aceleración registrada en el acelerógrafo de la Presa Pacoima con los efectos de amplificación calculados en los bordes de un cañón cilíndrico de sección transversal de forma semicircular. La comparación es muy cualitativa, basada en la suposición de que diferentes secciones de la onda de salida en el cañón procedían de diferentes secciones de fracturación de la falla. Un modelado más completo fue propuesto por Bouchon (1973), quien considero el cañón a escala regional, y la parte superior de

una pequeña colina dentro del cañón (donde el acelerógrafo estaba situado) en la escala de sitio local. Sus comparaciones muestran buena concordancia cualitativa (ver Figura 1.10), aunque la amplitud no puede ser igualada.

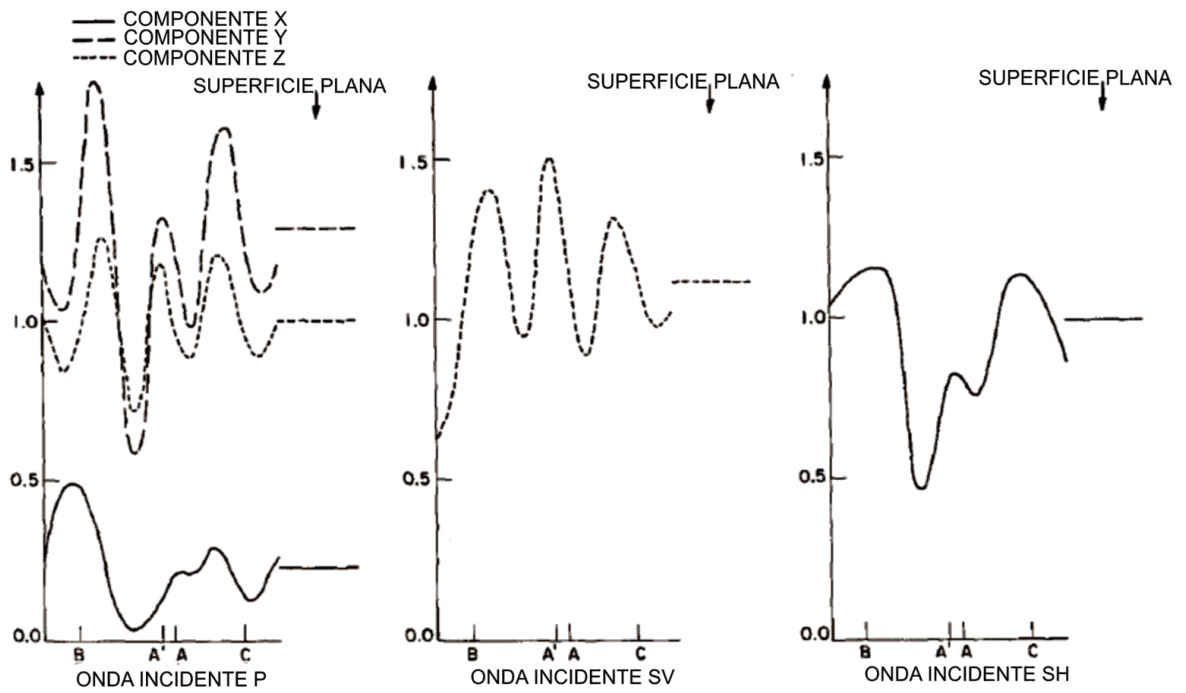


Figura 1.10 Amplitud de las componentes del desplazamiento superficial sobre el Cañón Pacoima para una frecuencia de 2.5 Hz, comparado con las soluciones de superficie plana. “A” indica la posición del acelerógrafo y “A’” indica la parte inferior del cañón. Fuente. Datos tomados de Bouchon (1973).

Teniendo en cuenta la mayor parte del trabajo realizado entre 1972 y 1984 en las observaciones y los modelos teóricos de los efectos topográficos, y su comparación, se obtiene las siguientes conclusiones.

Para una montaña

- Hay una amplificación de banda ancha consistente en la cima de la montaña, que parece llegar a su máximo cuando la longitud de onda de la onda incidente es comparable al ancho de la montaña en su base.
- La base de la montaña sufre una tendencia de la amplificación-deamplificación, que oscila entre 1.25 y -0.5 con respecto a la amplitud de la

onda incidente, que depende de los factores de amplificación cima/base observados. Para ondas P incidentes la deamplificación comienza en longitudes de ondas largas (por ejemplo varias veces el ancho de la montaña), mientras que los máximos factores de amplificación se producen para longitudes de onda ligeramente más largas que el ancho de la montaña.

- La amplificación es menor para las ondas P incidentes que para las ondas S incidentes, pero es un poco más grande para el movimiento en plano (P-SV) que para el movimiento anti-plano (SH).
- La amplificación es menor en los lados de la montaña que en la parte superior, pero esto genera rápidas variaciones de fase causando grandes movimientos diferenciales.
- La amplificación es débilmente dependiente de la relación de forma, pero dependiente en gran medida del ángulo de incidencia.
- Hay una diferencia notable entre amplificaciones observadas en la cima de una montaña y las calculadas de sus correspondientes modelos teóricos, lo que sugiere que los modelos pueden subestimar la respuesta de la montaña por factores de hasta 15. La diferencia es más pronunciada en el dominio de la frecuencia que en el dominio del tiempo.

Para depresiones

- No hay suficientes datos experimentales para comprobar los resultados de los modelos teóricos de depresiones. Resultados exactos para cañones ideales muestran grandes amplificaciones en los bordes y deamplificaciones en el centro. La amplificación depende en gran medida de los ángulos de incidencia y débilmente en la relación de forma.
- Los registros de aceleración horizontal de la presa Pacoima no se han modelado satisfactoriamente.

En la siguiente sección se revisara los esfuerzos teóricos desde 1984 enfocados a disminuir las brechas entre las observaciones y la teoría. No se hará mayores distinciones entre las topografías elevadas y depresiones, ya que la mayoría de los posteriores métodos desarrollados se aplican a ambos, así como a las cuencas sedimentarias.

1.1.3 Revisión de modelos teóricos

A medida que eficientes métodos numéricos para calcular la dispersión y la difracción de ondas sísmicas por topografías irregulares se fueron desarrollando, se hizo más clara que la brecha entre los valores observados y teóricos de amplificación era debido a la simplicidad de asumir una característica topográfica homogénea aislada de dos dimensiones. En la mayoría de los experimentos reales la geología superficial fue bien conocida. Por ejemplo, la Montaña Kagel y el Pico Josephine, en California (Davis and West, 1973) están compuestos de granito y dacita, respectivamente, desde la cima a la base. Sin embargo, un adecuado modelo 2-D de material homogéneo (Bard and Tucker, 1985) calculó amplificaciones muy por debajo de las observadas. Las discrepancias fueron atribuidas a la marcada tridimensionalidad de las montañas, y a los efectos de meteorización en la parte de la cima de las montañas (Rogers *et al.*, 1974). Por otra parte, los experimentos con cadena de montañas bidimensionales (como la Montaña NASA, Los Montes Apalaches) produjeron también grandes discrepancias, incluso para los cálculos de ondas SH. Las posibles causas de las discrepancias se resumen a continuación:

1. Los sitios de registro estaban cubiertos por finas capas aluviales de baja velocidad.
2. Las características topográficas no fueron aisladas sino que pertenecían a un entorno de estructuras periódicas similares o de topografía vecina.
3. Había una estructura de capa irregular debajo de la característica topográfica.
4. La característica topográfica era prominentemente tridimensional

A continuación, esta parte de la revisión será dividida en dos subsecciones: topografía compleja bidimensional, y topografía tridimensional.

A.- Topografía compleja bidimensional

Los estudios revisados se deben principalmente a Bard and Tucker (1985), y Geli *et al.* (1988). El caso de las topografías vecinas que afectan a la respuesta de una montaña homogénea fue estudiado por Bard and Tucker (1985) usando el método de Número de Onda Discreto. La Figura 1.11 muestra la respuesta de una estructura compuesta de tres colinas sinusoidales similares en un medio homogéneo, por ondas SH incidentes verticalmente, en seis estaciones distribuidas de arriba a abajo a lo largo de los lados de dos colinas adyacentes. Para la comparación, la respuesta de una sola colina está dada por una línea continua (como se observa en la Figura 1.3). Se puede observar que la presencia de colinas vecinas amplifica el movimiento en la parte superior de la colina central, y deamplifica el movimiento en su base, que a su vez induce el pico más grande en el cociente espectral correspondiente (ver Figura 1.13 (b)) de amplitud 10 en $\eta = 0.7$.

Los efectos para otras distribuciones de estaciones (lados interiores y exteriores) son similares, pero menos fuerte, mostrando sistemáticamente su máxima amplificación en la parte superior. Geli *et al.* (1988) extendieron este estudio para incluir capas subterráneas, además de las topografías vecinas; sus resultados se muestran en la Figura 1.12, que también describen el medio estratificado utilizado en los cálculos. Así como en la Figura 1.11, la línea continua corresponde a una sola colina. En este caso las amplificaciones tienden a ser de banda estrecha, de tres a cuatro veces más grande que su correspondiente caso homogéneo, para todas las estaciones. Este efecto se puede atribuir a la interferencia entre capas del subsuelo y la topografía superficial. La mayor amplificación de hasta 12 se produce en la parte superior de la colina central, para longitudes de onda comparables con el ancho de una colina. Comparaciones explícitas de las amplificaciones en la parte superior de la colina tanto en subsuelo homogéneo y subsuelo estratificado se dan en la Figura 1.13, (a) y (b), respectivamente. Las comparaciones son para una colina aislada, y para la colina central de las tres colinas idénticas vecinas. Los resultados se dan con los cocientes espectrales de la cima a la base de la colina aislada (línea continua), de la cima a la base para la colina central (línea discontinua gruesa) y de la cima a la siguiente base lateral de la colina central (línea discontinua fina). En todos los casos

la más grande de las amplificaciones está dada por el cociente espectral del último caso.

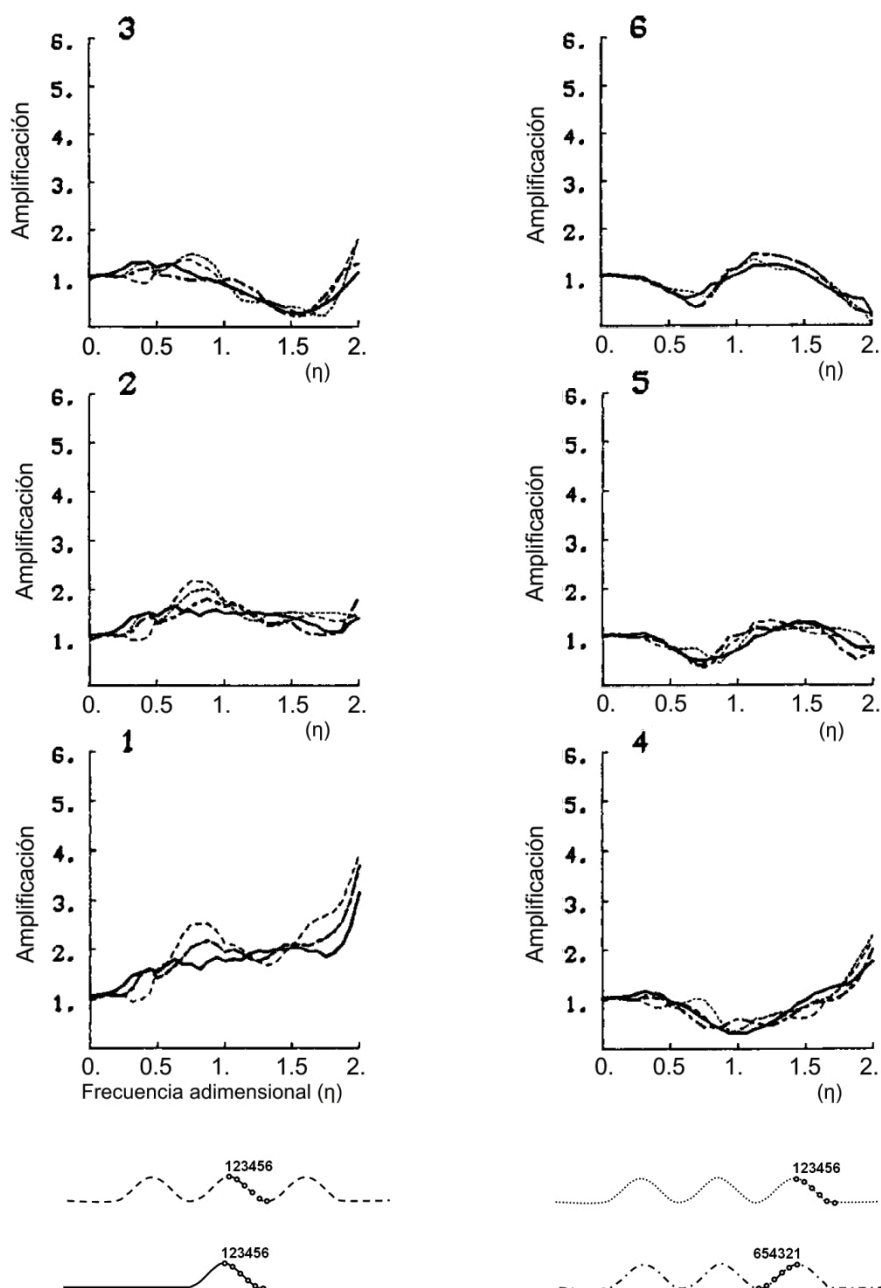


Figura 1.11 Efectos de topografías vecinas en el caso de un semi-espacio homogéneo. Las seis curvas de transferencia son las funciones de transferencia para una onda SH en los puntos del 1 al 6, con el símbolo de línea correspondiente a la topografía representada en la parte inferior de la figura. Línea continua = colina homogénea aislada; línea discontinua = múltiples colinas homogéneas con: guiones = colina central; punteada = colina lateral, talud exterior; guiones y puntos = colina lateral, talud interior. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

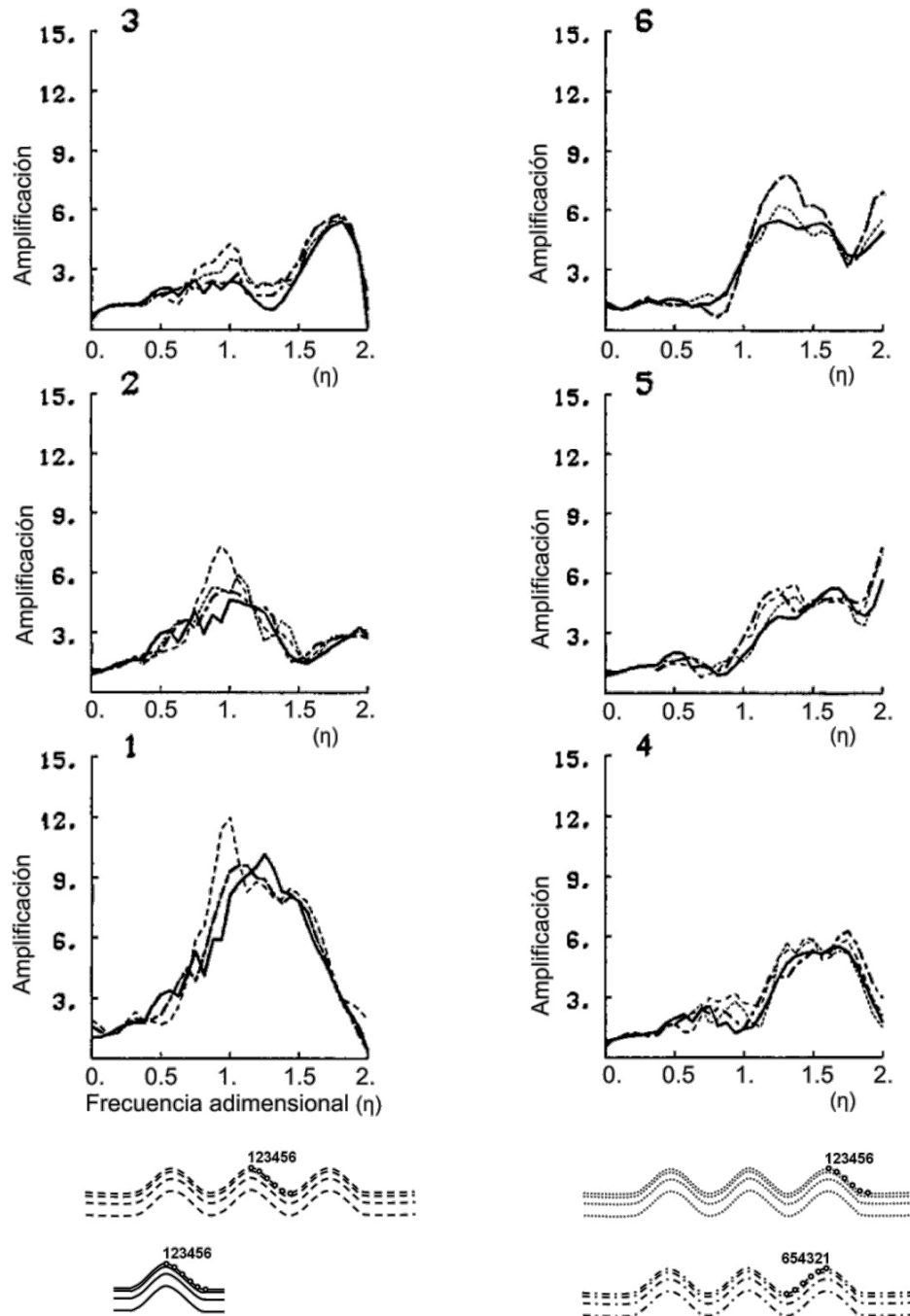


Figura 1.12 Efecto de topografías vecinas en el caso de una estructura estratificada. La explicación para los símbolos es la misma que en la Figura 1.11. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

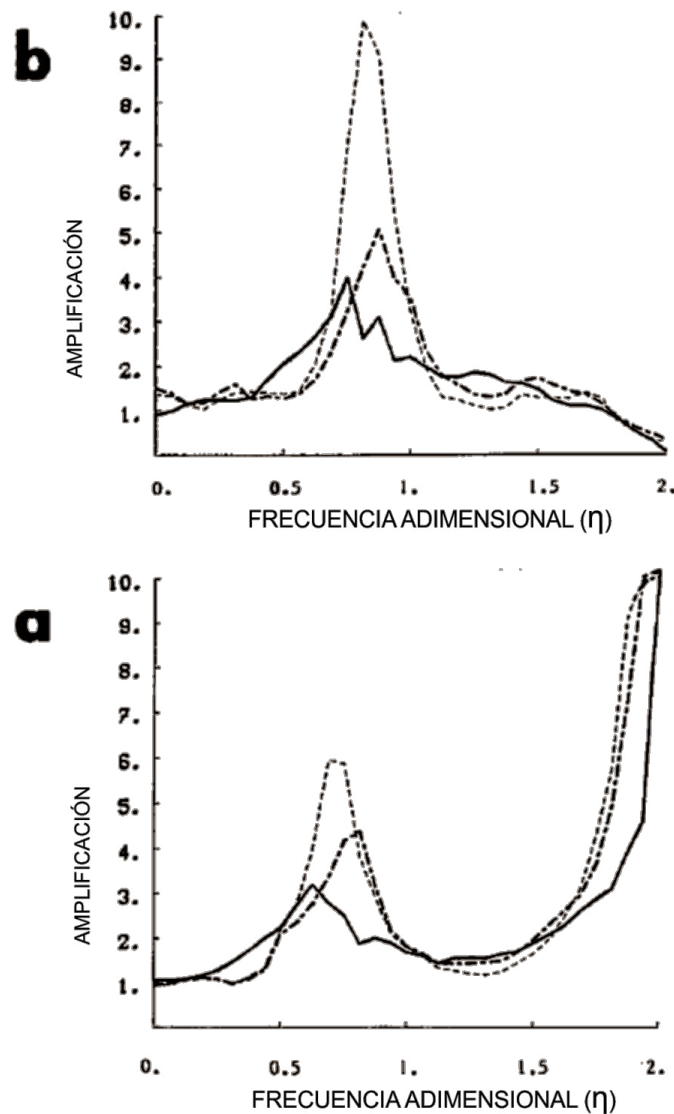


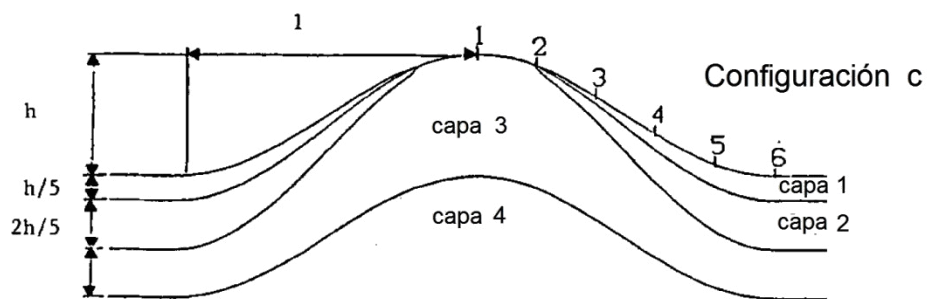
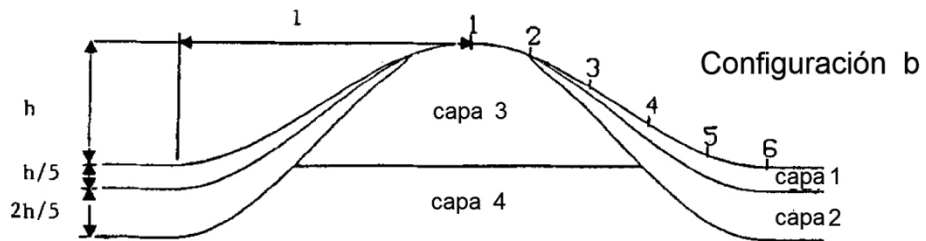
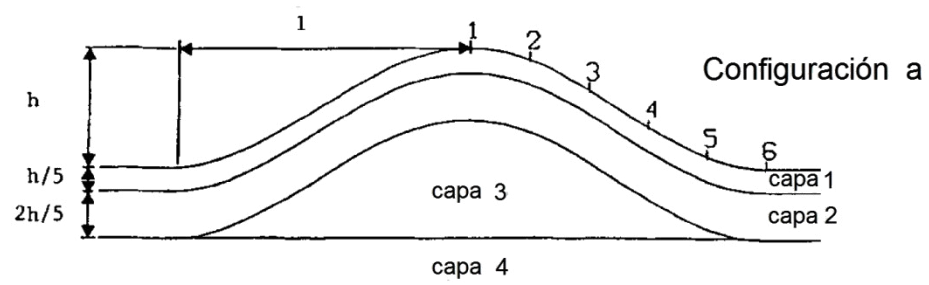
Figura 1.13 Efecto de estratificación del subsuelo y topografías vecinas en los cocientes espectrales cima/base. (a) un semi-espacio homogéneo. (b) en un semi-espacio estratificado. Líneas continua = colina aislada; línea discontinua gruesa (guion y punto)= colina múltiple, amplificación del cociente de la cima de la colina central y la base lateral; y línea discontinua fina (guion)= múltiples colinas, amplificación del cociente de la cima de la colina central y la base posterior. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

El siguiente trabajo importante por Geli *et al.* (1988) fue el estudio de los efectos de la estratificación del subsuelo en una colina aislada. Estableciendo los modelos que se muestran en la Figura 1.14, de acuerdo con la consideración de que el subsuelo estratificado en topografías elevadas puede estar asociada con la meteorización (cima de la colina); es decir, cubiertos uniformemente con finas capas de material blando; y la erosión (media e inferior); es decir, cubiertos con capas irregulares de sedimentos cuyo espesor aumentan hacia abajo sobre los lados. Este

caso es evaluado con una versión modificada del método Aki-Larner (Aki and Larner, 1970), en el que el efecto de las capas planas se introduce por medio de la matriz propagadora de Thompson-Haskell (Aki and Richards, 1980). El factor Q de calidad para cada capa también se incorpora. Los resultados se muestran en la Figura 1.15, para las ondas SH (verticalmente incidentes) para dos valores de velocidad de la capa superficial, $0.6\beta_3$ línea completa y $0.4\beta_3$ línea discontinua, donde β_3 es la velocidad de onda de corte de la capa 3. Cada fila de izquierda a derecha, en la Figura 1.15, representa las amplificaciones en la cima, en la base y los cocientes espectrales cima/base, para cada configuración. Se puede observar que en todos los casos el factor de amplificación máximo está por debajo de 3, que se producen alrededor de $\eta = 0.8$. Es notable que existe una amplificación de baja frecuencia (de hasta 1.1), que es independiente de la velocidad de la capa superficial y de las capas subterráneas. También se observa que las bandas estrechas de los picos espectrales de frecuencias cima/base más altas son en realidad el resultado de la deamplificación en la base. Estas amplificaciones parecen no ser afectadas por la profunda estructura subterránea (comparar (b), fila del medio y (c), fila inferior). Aunque los tipos de colinas no homogéneas tratados por Bard and Tucker (1985) y Geli *et al.* (1988) son complejas, estas no resuelven el problema de los grandes factores de amplificación observados. Era evidente, sin embargo, que tales grandes valores podrían ser el resultado de deamplificación en la base en lugar de la auténtica amplificación en la cima. Cuando hay una deamplificación es mejor calcular explícitamente las funciones de transferencia en cada estación. Teniendo en cuenta los problemas numéricos relacionados con la condición de Rayleigh-Ansatz en el método Aki-Larner (no evaluado en Geli *et al.* 1988), un método alternativo fue desarrollado por Benites (1990) utilizando un método híbrido basado en Integral de Frontera y de Haz Gausiano (Gaussian Beams) para estudiar el caso simple de una onda SH que incide sobre una colina de forma cosenoidal, en el que la velocidad de la onda de cizalla varía linealmente con la profundidad, apartándose del caso homogéneo. Los resultados relevantes se dan en la Figura 1.16, que muestra la función de transferencia espectral para cinco estaciones de la parte superior (Nº 1) a la parte inferior (Nº 5), en términos de la frecuencia adimensional η . El gradiente de velocidad es 100% en (a), es decir, la velocidad en la parte inferior es el doble de la velocidad en la parte superior; y 0% en (b) (homogénea). La característica observada más significativa en la Figura 1.16 (a) es el rápido aumento de las amplitudes del

pico espectral hacia la parte superior, alcanzando un valor máximo de aproximadamente 14, o el valor absoluto de amplificación 28 (las amplitudes son normalizadas con respecto a la respuesta en la superficie libre plana). Una mirada más detallada muestra que la frecuencia a la que la amplificación máxima se produce cambia hacia la parte superior, desde aproximadamente $\eta = 0.5$ para la estación en la parte inferior a $\eta = 0.7$ para la estación en la parte superior. El factor de amplificación calculado a partir del cociente espectral cima/base en $\eta = 0.7$ es aproximadamente 18. Para la comparación, el factor de amplificación en la parte superior de la colina homogénea es aproximadamente 5. Es de destacar que en el caso homogéneo la amplificación pico se produce también en $\eta = 0.7$ en la parte superior, pero en $\eta = 0.2$ en la parte inferior. A partir de los resultados teóricos de este caso particular, se puede inferir los efectos de la no-homogeneidad vertical:

- (1) Las amplitudes espectrales del movimiento del suelo aumentan en todas partes, desde la cima de la montaña a la base, pero con más fuerza a lo largo de los lados hacia la parte superior, y más suavemente en la parte inferior. Al parecer algunas deamplificaciones se producen en el rango de altas frecuencias.
- (2) Las amplitudes de los picos espectrales en la parte inferior se desplazan hacia mayores valores para menores frecuencias que la correspondiente para una longitud de onda de un cuarto del ancho de la colina ($a/4$). No está claro si este cambio también se produce en las estaciones en la parte superior.
- (3) El cambio de frecuencia del pico de movimiento del suelo en la parte inferior induce grandes factores de amplificación en la parte superior, alcanzando valores de hasta 18 para 100% de gradiente de velocidad de cizalla.



	Q	ρ (g/cm ³)	β
Capa 1	70	2.7	$\beta_3 \times 0.6$; $\beta_3 \times 0.4$
Capa 2	70	2.8	$0.8\beta_3$
Capa 3	80	2.9	β_3
Capa 4	100	3.1	$\beta_3 \times 1.2$

Figura 1.14 Secciones Transversales de tres configuraciones a, b y c seleccionadas para investigar el efecto de estratificación del subsuelo de una colina. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

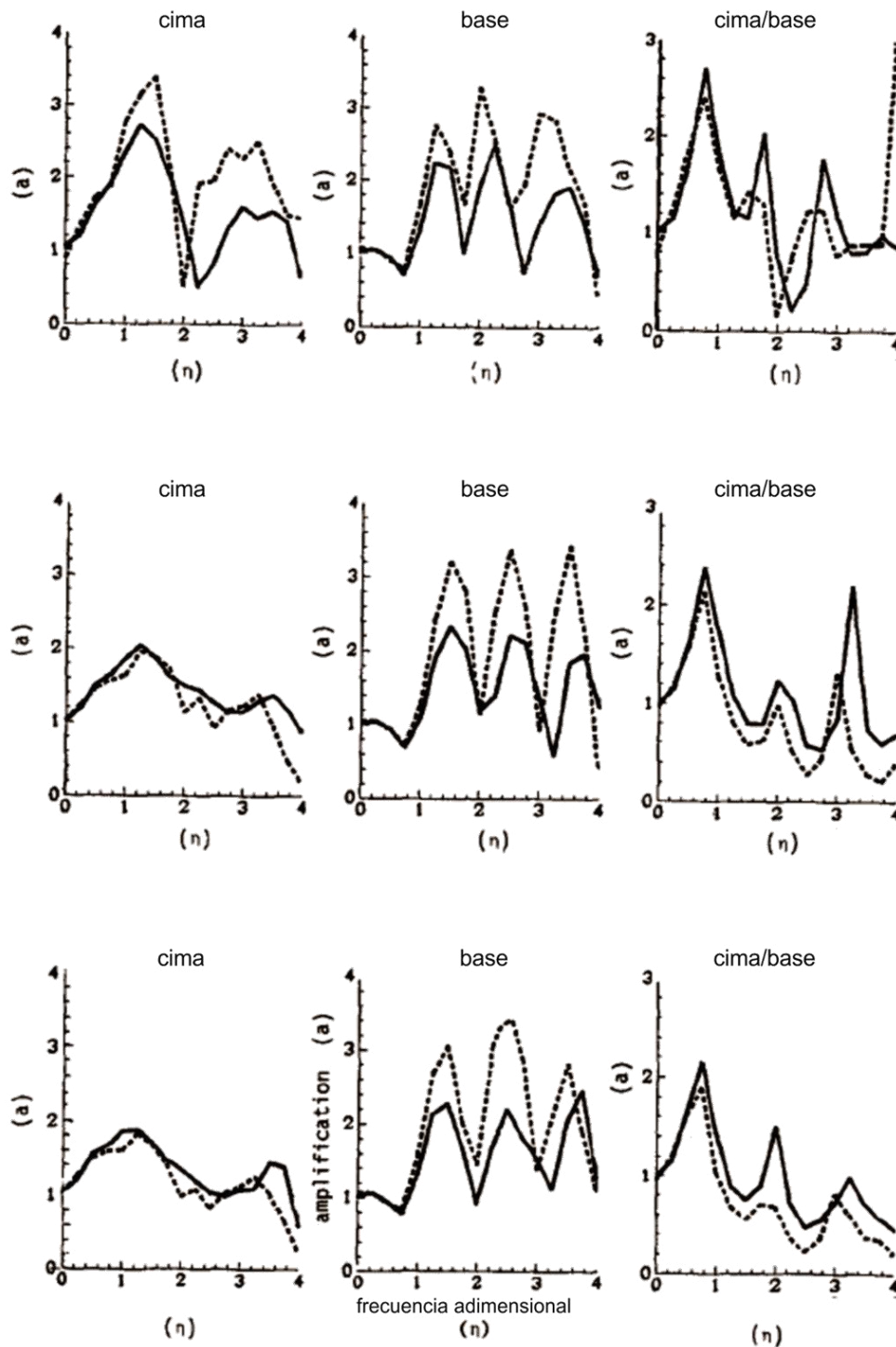


Figura 1.15 Funciones de transferencia, para ondas SH incidentes verticalmente, en la cima (columna izquierda) y en la base (columna central) de la configuración de a (fila superior), b (fila central), y c (fila inferior) de la colina aislada de la Figura 1.14. En cada imagen, la línea continua corresponde a una capa de velocidad superficial de $0.6\beta_3$, y la línea punteada para $0.4\beta_3$. La columna de la derecha corresponde a los cocientes espectrales cima/base. Fuente. Datos tomados de Geli *et al.* (1988).

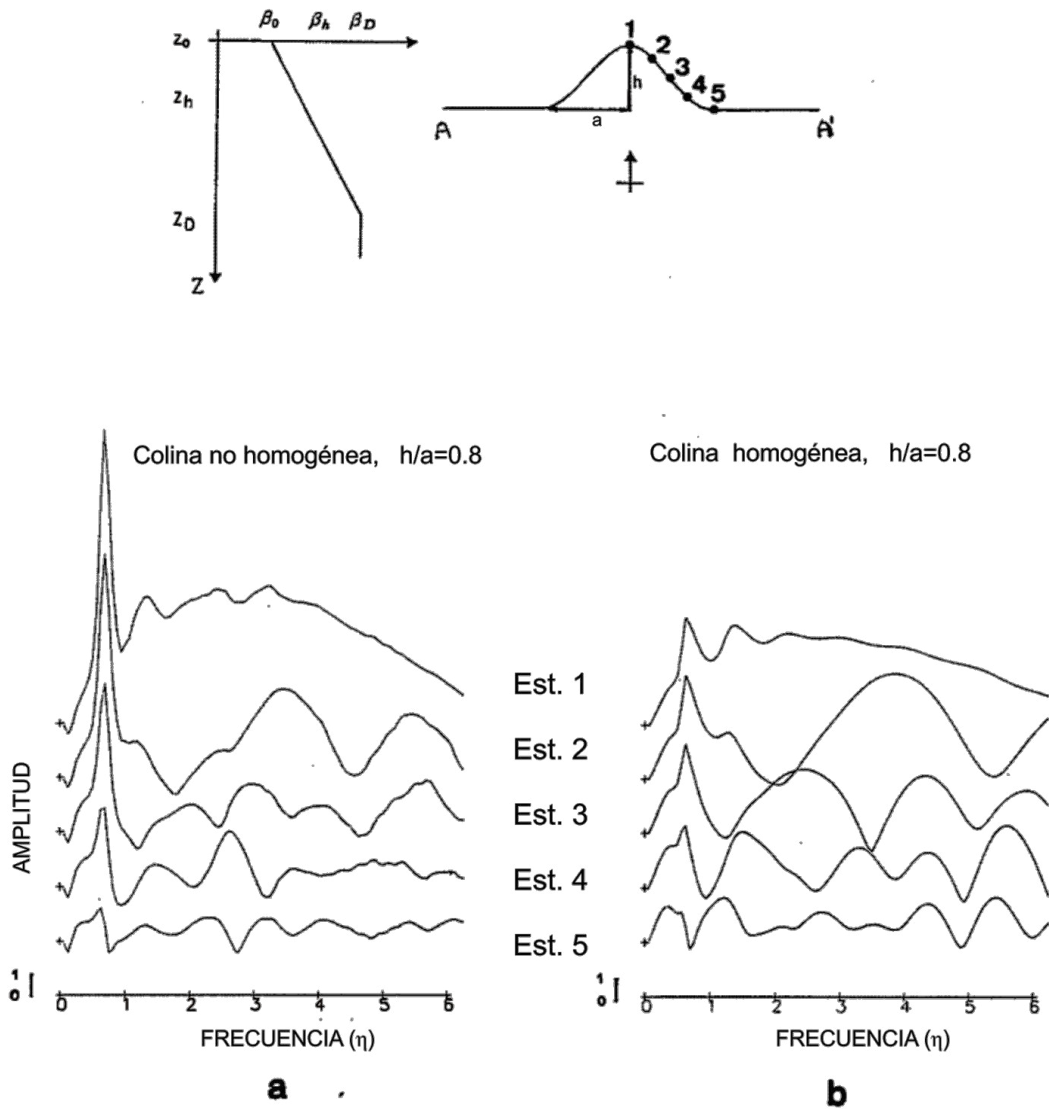


Figura 1.16 Funciones de transferencia en 5 estaciones a lo largo de la pendiente, desde la cima a la base, de una colina con relación de forma $h/a = 0.8$, para ondas SH incidentes verticalmente. (a) para una colina no-homogénea, donde la velocidad en Z_h es el doble de la velocidad en la cima, (b) para una colina homogénea. La velocidad en cualquier profundidad Z está definida como $\beta(Z) = \beta_0 + g(Z-Z_0)$, donde g es el gradiente de velocidad. La frecuencia adimensional (ETA) $\eta = 2a/\lambda$, donde λ es la longitud de onda de la onda incidente. *Fuente.* Datos tomados de Benites (1990).

Benites (1990) también calculó la solución en el dominio del tiempo para las ondas SH de una colina con heterogeneidad vertical, con el fin de estudiar los efectos sobre la propagación de la onda. Estos resultados se muestran en la Figura 1.17, para cuatro gradientes 'g', la relación de forma $h/a = 0.4$ y la incidencia de una ondícula de Ricker con frecuencia central $\eta=2$. Para este caso particular $a = 2.5$ (unidades de longitud) y $\beta_h = 2$ (unidades de longitud/seg), donde 'g' es definido por $\beta_o = \beta_h - g_h$ (ver parte superior de la Figura 1.16), $\beta_o = 2 - g$ (absoluto). Así que un gradiente de $g = 0.25 \text{ seg}^{-1}$ implica que la velocidad superficial $\beta_o = 1.75$.

Además del análisis por Bard (1982) sobre los movimientos diferenciales generados a lo largo de los lados de una colina homogénea, se puede destacar que la topografía elevada mantiene la amplitud de la onda incidente casi sin cambios, mientras que genera una onda difractada hacia el exterior cuyas amplitudes aumenta a medida que se propaga desde el centro hacia los bordes, a lo largo de los lados (ver Figura 1.17, $g = 0$). Solo afuera de la región de la colina, la amplitud de la onda difractada disminuye abruptamente. Cuando se introduce el gradiente de velocidad, esto induce una fuerte interferencia de ondas dentro de la colina y los efectos observados en el caso homogéneo llegan a ser más pronunciados. Por ejemplo, para $g = 1$, se observa que la onda difractada pierde su energía rápidamente fuera de la colina. Las conclusiones extraídas de este experimento numérico no se pueden generalizar ya que el modelo propuesto es muy simple; sin embargo, los resultados sugieren que la respuesta de una colina con estructura geológica realista es fuertemente afectada por la estratificación cercana a la superficie que implica el incremento (hacia abajo) de las velocidades de las ondas de cizalla, causando grandes amplificaciones en su parte superior.

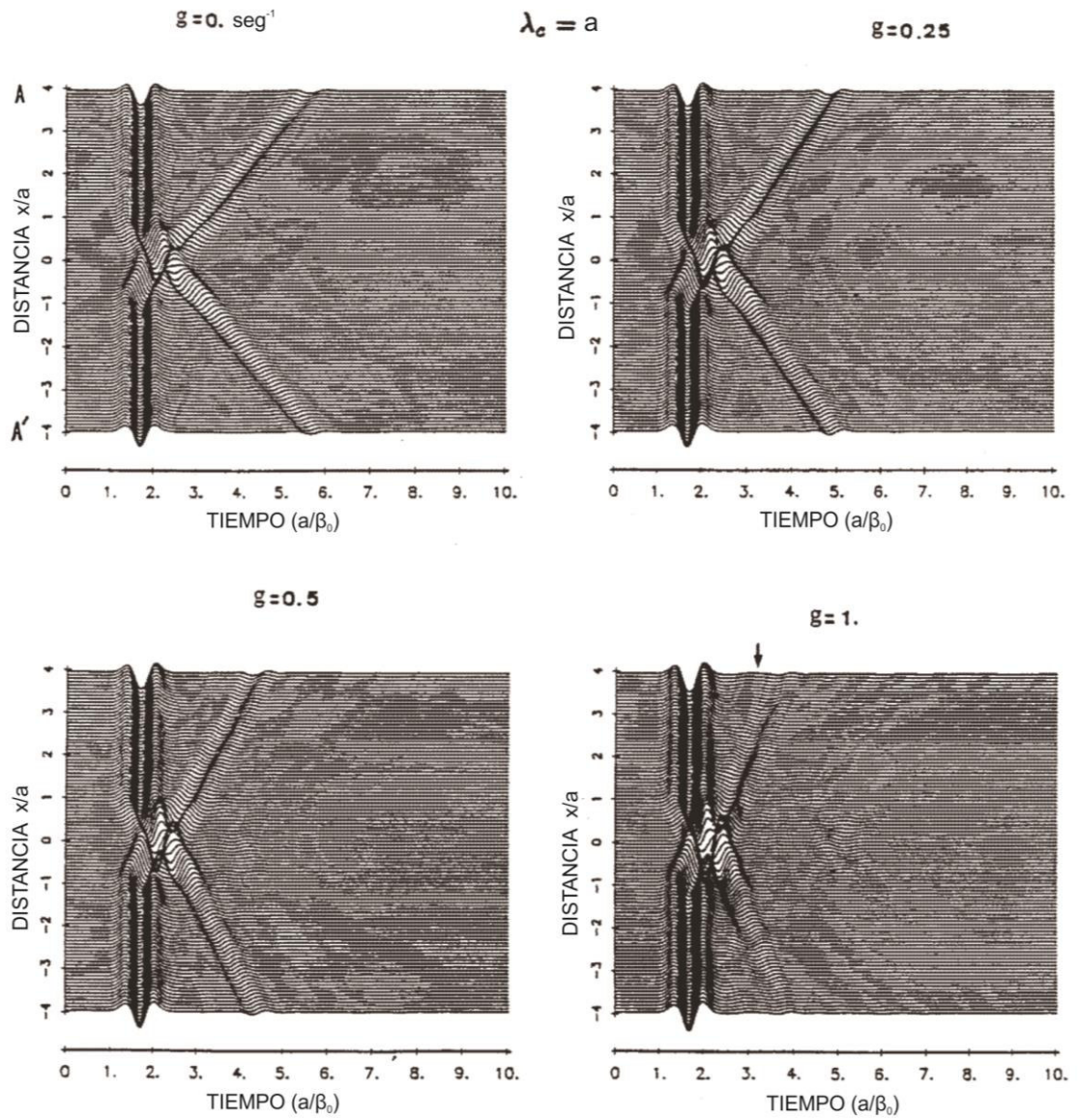


Figura 1.17 Soluciones en el dominio del tiempo para una colina de relación de forma $h/a = 0.4$, en 100 estaciones extendidas desde A a A' (ver Figura 1.16) a lo largo del rango de la colina. La función de entrada de la fuente en el dominio del tiempo es un pulso de Ricker de frecuencia característica de 1 Hz, correspondiente a una longitud de onda $\lambda_c = a$. Fuente. Datos tomados de Benites (1990).

Hasta ahora, en esta sección se ha descrito estudios que implican colinas sinusoidales con complejas distribuciones de velocidad y ondas SH. Kawase (1990) estudió los efectos de una colina homogénea, cuya topografía de superficie libre estaba formada por un arco de un círculo, con la propagación de ondas SH, P-SV y ondas Rayleigh. Sus resultados para incidencia SH son muy similares a los ya descritos para la colina homogénea sinusoidal. Para la incidencia SV el carácter de la onda difractada generada dentro de la colina es enteramente diferente del caso de SH. La correspondiente solución en el dominio del tiempo para 30° de incidencia se muestra en la Figura 1.18, para las componentes de desplazamiento horizontal (a) y vertical (b). En (a) la primera llegada correspondería a una onda P difractada, juzgando por su aparente velocidad. Además, la amplitud de la onda SV directa varía dentro de la colina, siendo significativamente amplificada a lo largo de la pendiente en el lado de incidencia. Arribos posteriores corresponden a ondas difractadas P, SV y Rayleigh. Para la incidencia de la onda P, que se muestra en la Figura 1.19, la difracción es menos compleja que para SV, teniendo claramente definidas las ondas difractadas P y Rayleigh en los bordes. Un caso interesante reportado por Kawase (1990) es que la colina aparentemente divide una onda Rayleigh incidente en dos trenes de ondas, claramente observado en ambas componentes horizontales y verticales. En cada componente estas ondas tienen la misma amplitud, que es aproximadamente la mitad de la amplitud de la onda incidente. Las ondas difractadas P y SV también parecen estar generadas pero con amplitudes muy pequeñas.

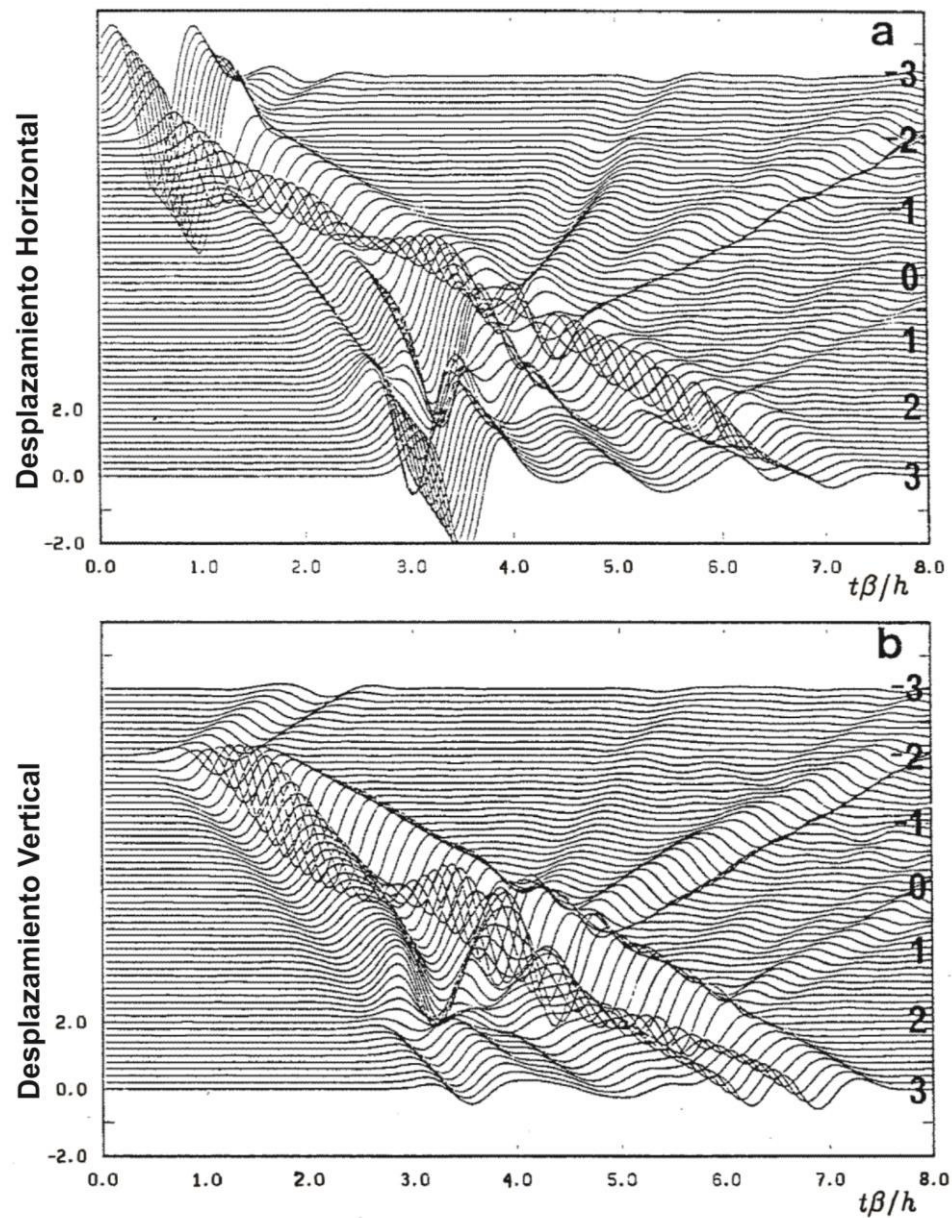


Figura 1.18 Respuestas en el dominio del tiempo a lo largo de la superficie de la colina cuya forma es un arco de un círculo de radio $2.5 h$ (donde h es la altura de la colina) para ondas SV incidentes con un ángulo de 30° (el cual corresponde al ángulo crítico). La razón de Poisson es $1/3$. La frecuencia característica del pulso de Ricker es 1. (a) componente horizontal del desplazamiento, (b) componente vertical del desplazamiento. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1990).

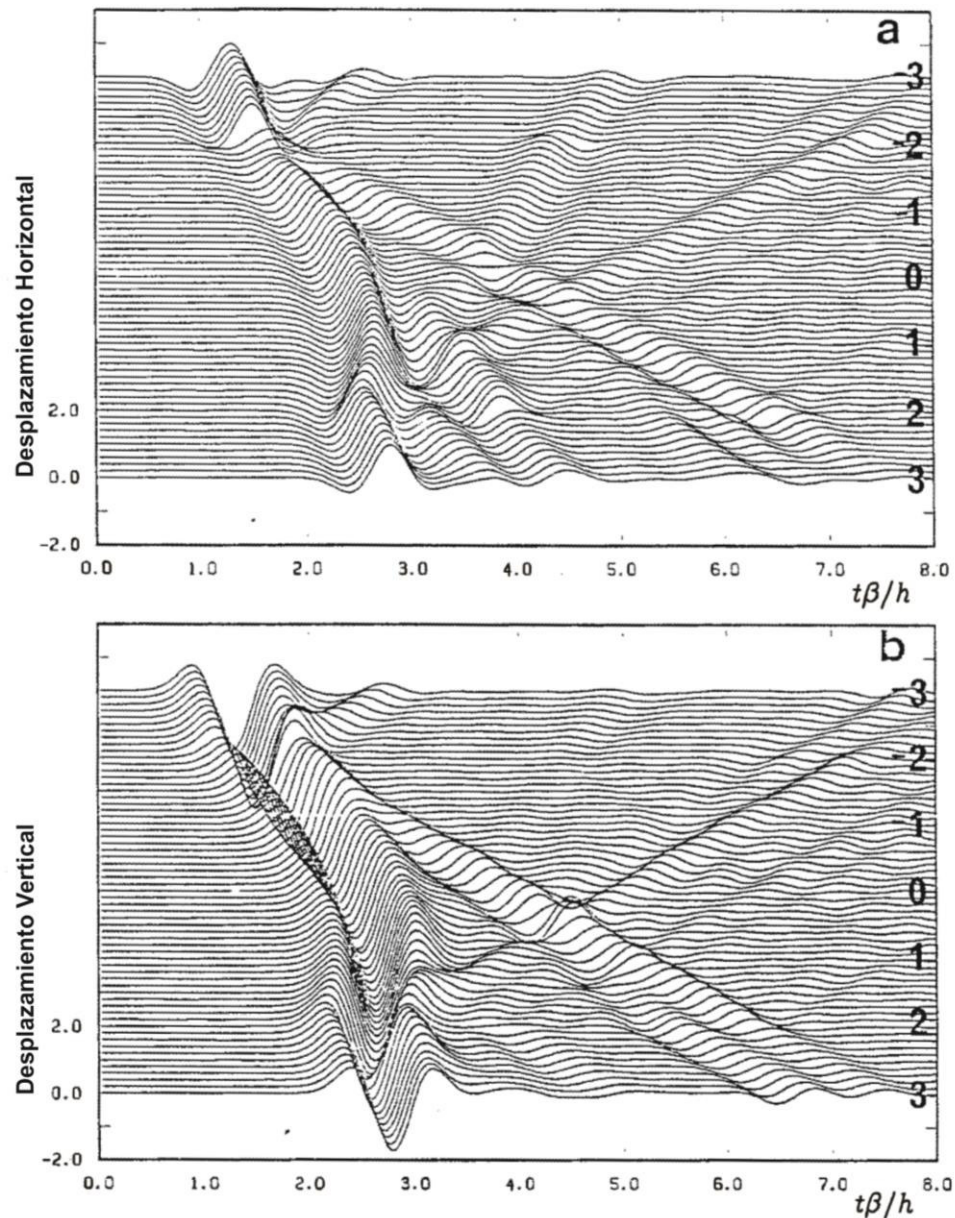


Figura 1.19 Respuestas en el dominio del tiempo para P incidente con ángulo de 30° . Otros parámetros en la figura son los mismos como para la Figura 1.18, (a) componente horizontal del desplazamiento, (b) componente vertical del desplazamiento. *Fuente.* Datos tomados de Kawase (1990).

Resumiendo la presente sección, los modelos bidimensionales de topografías elevadas con complicadas configuraciones geológicas han contribuido a reducir las discrepancias entre los factores de amplificación observados en la cima de una colina y los calculados para la colina homogénea aislada, pero sus cálculos aún no son satisfactorios. Estos estudios han mejorado la comprensión de los fenómenos, sugiriendo que los grandes factores de amplificación observados pueden ser inducidos en gran medida por la deamplificación en la base de la colina. Modelos

asociados a la combinación de meteorización y erosión de una colina aislada no mejoran los cálculos, produciendo factores de amplificación menores de 3. Por otra parte, los modelos que incorporan tanto la meteorización y colinas vecinas producen un factor de 10. Se demuestra que la respuesta de la colina no se ve afectada por la profunda estructura subterránea, pero sí por la estratificación cercana a la superficie. Los modelos simples de colinas con variación vertical de la velocidad muestran que la respuesta está fuertemente afectada por el gradiente de velocidad, produciendo factores de amplificación de hasta 18; este valor resulta de grandes amplificaciones en la parte superior y más bien pequeñas amplificaciones en la parte inferior, debido al cambio de la frecuencia a la que se produce la amplificación máxima en la parte inferior.

B.- Topografía tridimensional

Tal vez uno de los primeros intentos de estudiar la propagación de ondas sísmicas en un semi-espacio en 3-D es el realizado por Evans *et al.* (1954), utilizando modelos a escala, con fuente piezoeléctrica de ondas acústicas. Estos modelos correspondían a placas elásticas estratificadas y su tridimensionalidad estaba destinada principalmente para estudiar los frentes de onda resultantes de reflexiones en el lado frontal y posterior de los modelos. Cabe señalar que los autores que modelaron el problema de Lamb en placas elásticas libres, obtuvieron un excelente resultado acorde con la teoría. Los primeros intentos puramente teóricos utilizaron equivalente distribución de la carga superficial para representar el campo de dispersión por depresiones (e inclusiones) de pendientes suaves (Hudson, 1972). Una primera aproximación de la función de Green fue desarrollada para reproducir algunas ondas superficiales observadas. Desde entonces, varios autores han contribuido a la materia, a saber, Singh and Sabina, 1977; Lee, 1982; Zhengpeng *et al.*, 1980; Sánchez-Sesma, 1983; Wong, 1966; Luco and Wong, 1987; Mossessian and Dravinski, 1989. Entre ellos, tal vez el estudio más completo se debe a Zhengpeng *et al.* (1980) para una topografía de forma cónica truncada en un medio homogéneo (ver Figura 1.20). El cono puede estar en posición vertical, lo que representa una colina, o invertido hacia abajo, representando una depresión. El problema de la dispersión de una onda de corte incidente se reduce a un problema bidimensional usando la simetría axial, en términos del ángulo azimutal ϕ .

La propagación de las ondas en un medio en 2-D es entonces resuelto por Diferencias Finitas. Los resultados para la colina se muestran en la Figura 1.20, por el cociente espectral de la componente radial y tangencial con respecto a la onda incidente. La pendiente del cono es de 45° , y los cocientes se dan en términos de un período adimensional

$$T = 2\pi\beta/wR = \lambda/R \quad (1.1)$$

Donde R es el radio del cono

Zhengpeng *et al.* (1980) argumentan que si $\lambda \geq R$ y el movimiento incidente es horizontal, la amplificación del movimiento del suelo se debe a la vibración de la colina como un todo, y si la incidencia es vertical la amplificación se debe a la convergencia de la energía de onda propagándose desde la base hacia la cima. El cociente espectral, para el caso de incidencia horizontal alcanza su primer máximo en $T_0 = 3.2R/\beta$, para $H/R = 1/3$. Las amplificaciones se muestran en la Figura 1.20 siendo menores de 5. De acuerdo con los autores el método permitió calcular el factor de amplificación observado en la cima de un cerro aislado durante el terremoto de 1975, Haicheng. No se dan detalles acerca de los valores observados. Sánchez-Sesma (1983) trató el caso de una cavidad semiesférica para las ondas P incidentes verticalmente. Utilizó la descomposición azimutal (simetría axial) y la expansión del campo de onda dispersada en términos de un conjunto específico de funciones básicas. Las condiciones de contorno estarían cubiertas en el sentido de mínimos cuadrados. Sus resultados se calculan para el movimiento relativo del suelo en varias frecuencias individuales. Para la componente vertical del movimiento, obtuvo una amplificación máxima de aproximadamente 3.4 para una frecuencia que corresponde a una longitud de onda igual a dos veces el tamaño de la cavidad, y aproximadamente 3.2 en el caso de una colina (mismo tamaño de longitud de onda). No se obtuvieron resultados para la amplificación en el dominio de la frecuencia, ni de incidencia inclinada, ni para longitudes de onda más cortas que 1.33 veces el ancho de la colina o en la cavidad.

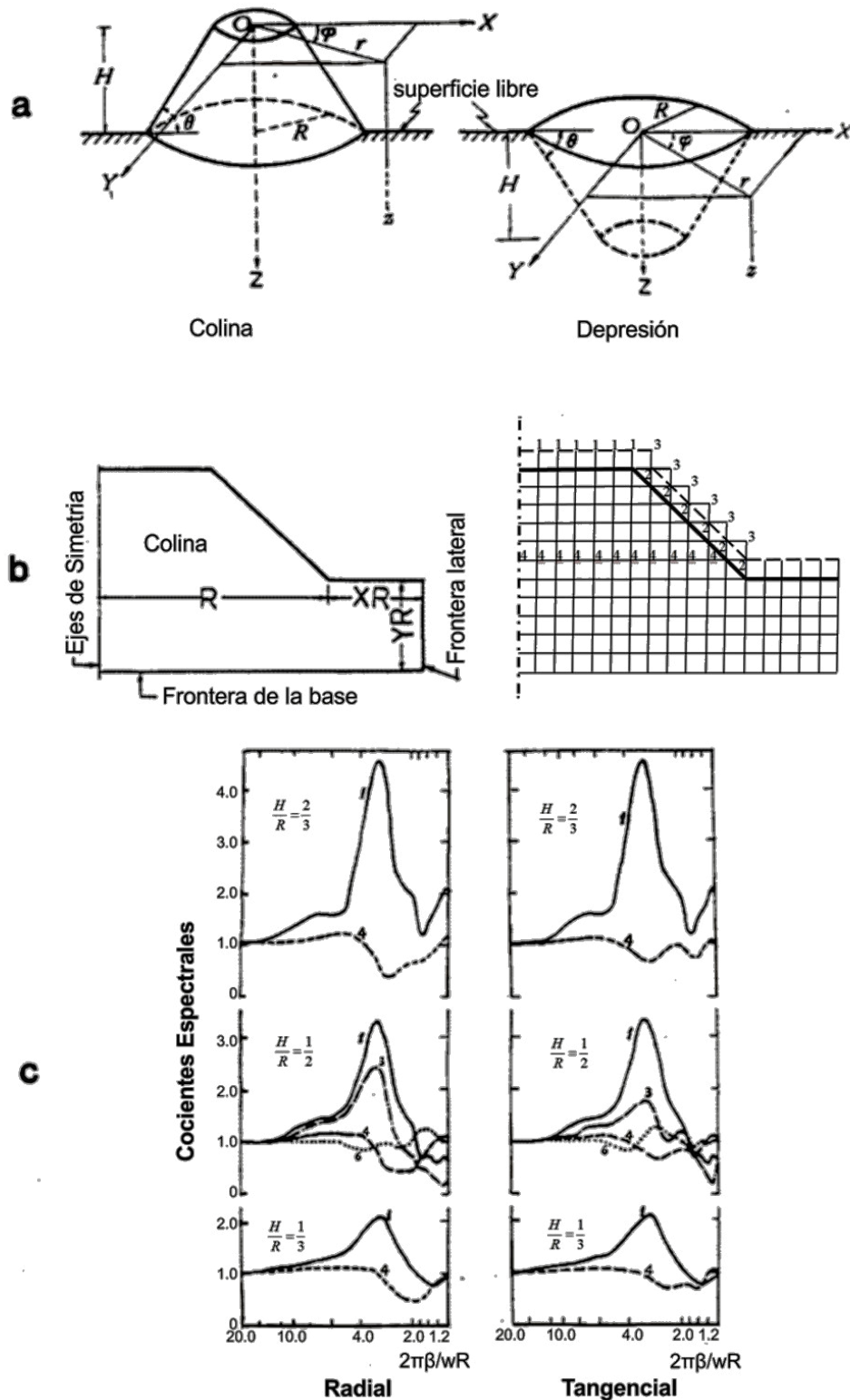


Figura 1.20 (a) Modelos de Topografía Tridimensional, (b) Fronteras artificiales y puntos asumidos en la malla de Diferencias Finitas de un cuarto de topografía, (c) cocientes espectrales teóricos (para incidencia horizontal) en diferentes puntos en la cima y en los lados de la colina en (b). *Fuente.* Datos tomados de Zhengpeng *et al.* (1980).

Luco *et al.* (1989) estudiaron el caso de la respuesta en tres dimensiones de un cañón en un medio estratificado. El cañón es infinitamente largo, pero de forma transversal arbitraria, y la onda (ondas planas SH, P o SV) incide en el medio subyacente con ángulos de incidencia medidos con respecto al eje vertical y horizontal del cañón. Los autores comparan sus resultados para geometrías simples en el caso limitado de dos dimensiones con los correspondientes resultados por métodos 2-D, y llevan a cabo un estudio paramétrico completo del cañón 3-D con una sección transversal semicircular. Demostraron que los efectos horizontales del ángulo de incidencia afectan fuertemente tanto la amplitud como la variación del movimiento dentro del cañón. También realizaron una prueba para calcular el movimiento del suelo en el sitio de Pacoima, obteniendo amplificaciones de hasta 6 para una frecuencia de 5 Hz.

Hasta ahora se ha revisado los primeros estudios sobre los efectos de la topografía en movimientos del suelo para complicadas configuraciones geológicas. Las observaciones de la intensidad de sacudimiento en zonas montañosas durante los terremotos destructivos sugirieron que las cimas de colinas y montañas están sometidas a grandes amplificaciones anómalas. Mediciones de movimiento del suelo confirmaron esto, y el modelado teórico que tuvo como objetivo caracterizar el efecto de amplificación de las topografías homogéneas simples aisladas mostraron que de hecho se producen amplificaciones en la cima de las montañas, pero los valores teóricos resultaron muy por debajo de los observados, los máximos factores de amplificación teóricos se encontraban por debajo de 3, mientras que el máximo observado, en la parte superior era de 30.

Sólo la montaña no homogénea verticalmente brindó grandes valores de los factores de amplificación, comparables a los observados; pero en general, la importancia de los nuevos desarrollos ha sido mejorar la comprensión de los procesos que conducen a tales grandes factores de amplificación. Ha quedado claro que la deamplificación en la base de la montaña es responsable en gran medida de tales grandes factores. También se concluyó que sólo la estratificación cerca de la superficie tiene un fuerte efecto sobre la respuesta de una montaña. La profunda estructura subterránea tiene un menor efecto.

En cuanto al modelado tridimensional del movimiento del suelo en topografías, un resultado importante es que la respuesta de la topografía se ve fuertemente afectada tanto por el azimut y por el ángulo de incidencia vertical. Esto es de gran importancia para el cálculo de fuertes movimientos del suelo en el sitio tanto en campo cercano como en campo lejano. El modelado tridimensional de las características topográficas cercanas al epicentro debe incluir el patrón de radiación producido tal como se propaga la ruptura a lo largo de la falla. Por último, el rendimiento de todos los modelos teóricos, 2-D y 3-D, en comparación con los datos experimentales, se resume en la Figura 1.21.

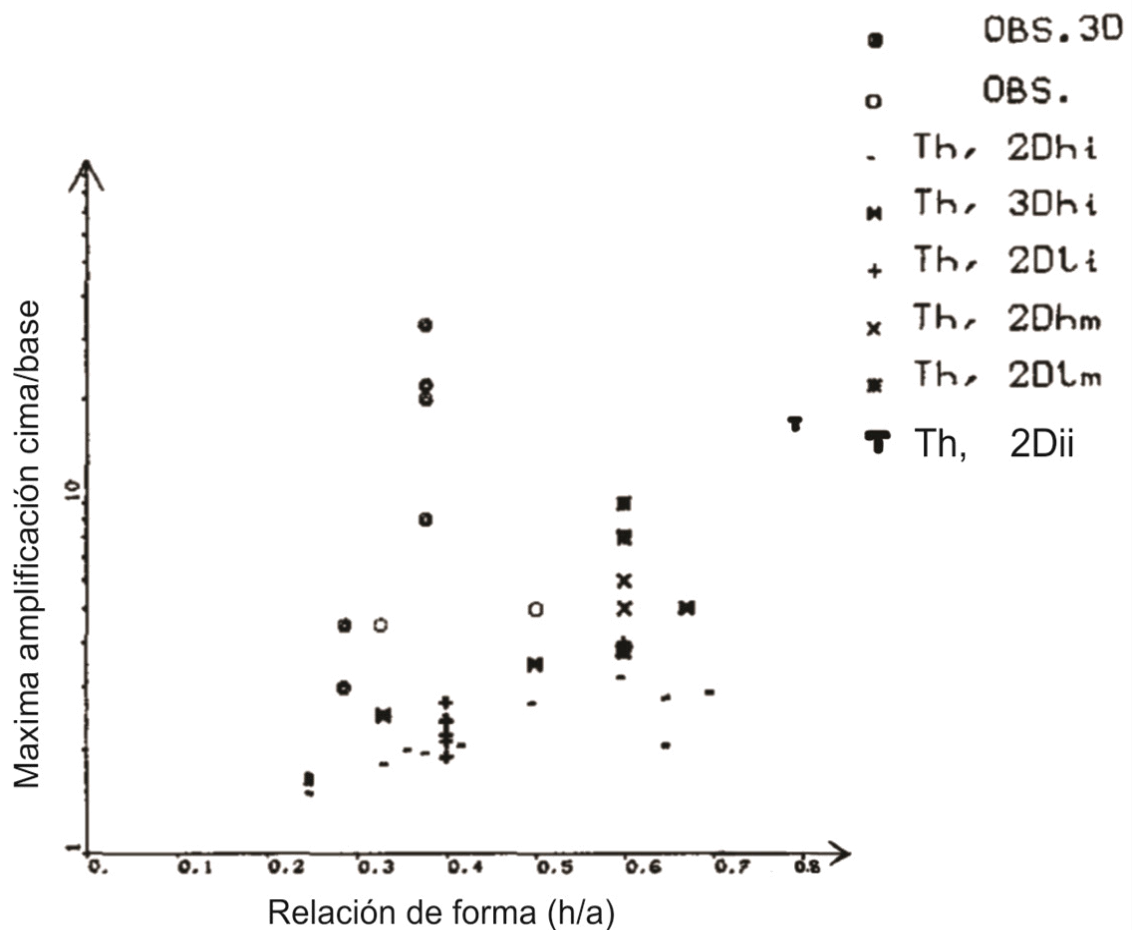


Figura 1.21 Máximas amplificaciones cima/base para movimientos transversales, incluyendo resultados de la literatura citada. Círculos abiertos indican observaciones; círculos “dobles” indican que las topografías investigadas son en 3-D. Otros símbolos h= estructura homogénea, l= estructura estratificada, i= topografía aislada, m= topografía múltiple y ii= medio no homogéneo verticalmente. Los resultados discutidos aquí corresponden a $h/a = 0.4$ (2Dli), $h/l = 0.6$ (2Dhi; 2Dlm), y $h/l = 0.8$ (2Dii). Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

1.2 Efectos de la Geología Superficial

Así como las condiciones topográficas; también las condiciones geológicas influyen fuertemente en el efecto de sitio. Un alcance del efecto de la geología superficial lo hemos observado en los ejemplos de efectos topográficos que implicaban meteorización, erosión y gradiente vertical de velocidad. En esta sección vamos a revisar los estudios en el caso particular de los valles (cuencas cubierta con sedimentos blandos) los cuales pueden causar amplificación significativa de movimientos sísmicos debido a los fenómenos de la ondas tales como resonancia y focalización.

La mayoría de los estudios experimentales ha sido a partir de la comparación de registros sísmicos en depósitos de suelo y sitios de referencia (generalmente roca). Borchardt and Gibbs (1976) establecieron una correlación entre el año de los depósitos superficiales y la amplificación media espectral permitiendo producir un mapa que mostraba los cambios geográficos relativos calculados en la intensidad del movimiento. Una evidencia del efecto de sitio por la geología local se puede observar en el caso de movimientos de suelo por explosiones nucleares alejadas del sitio (estudio realizado por Rogers *et al.*, 1983) donde el efecto de las condiciones de sitio predominaba en los registros de tiempo-historia. Por ejemplo, la Figura 1.22 muestra los registros tiempo-historia simultáneamente en ocho estaciones por una explosión nuclear en Nevada Test Site, el ejemplo ilustra muchos efectos locales por las condiciones de sitio. Por ejemplo, las máximas amplitudes de movimientos registrados en sitios aluviales son muchas veces más grandes que las registradas en sitios de roca sedimentaria y cristalina. El grado de amplificación ocurre en los periodos largos y las amplitudes de los picos para estos registros es mayor en sitios que se sitúan en capas más gruesas de sedimentos.

En el estudio por Rogers *et al.* (1983), datos geotécnicos que describen las condiciones del subsuelo del sitio y cocientes espectrales, organizados de acuerdo a los valores medios de respuesta espectral en varias bandas de periodo, se reunieron en una matriz de datos para facilitar el estudio de las relaciones entre el efecto de sitio y las características geotécnicas (ver Cuadro 1.2). Estos parámetros fueron

escogidos para caracterizar los sitios de registro debido ya sea a que los parámetros tengan alguna aplicación directa en un modelo teórico de análisis del efecto de sitio o hayan sido reportados por tener alguna influencia en el movimiento del suelo en estudios anteriores. Así los parámetros tales como %limo-arcilla, %saturación, y la profundidad al nivel freático son reportados por influir en el efecto del sitio, mientras que la velocidad de cizalla (o razón de vacíos, que influye fuertemente en el módulo de cizalla), el espesor del Holoceno, espesor del Cuaternario, y la profundidad al basamento son todos los parámetros que podrían ser utilizados directamente en un modelo analítico. La mayoría de estos datos se pueden obtener a partir de los registros de mapas geológicos, y de los archivos de lugares que tengan pozos de ingeniería para proyectos de construcción. Los datos, de esta manera, serían de gran valor si estuvieran relacionados con la respuesta de sitio de alguna manera cuantificable.

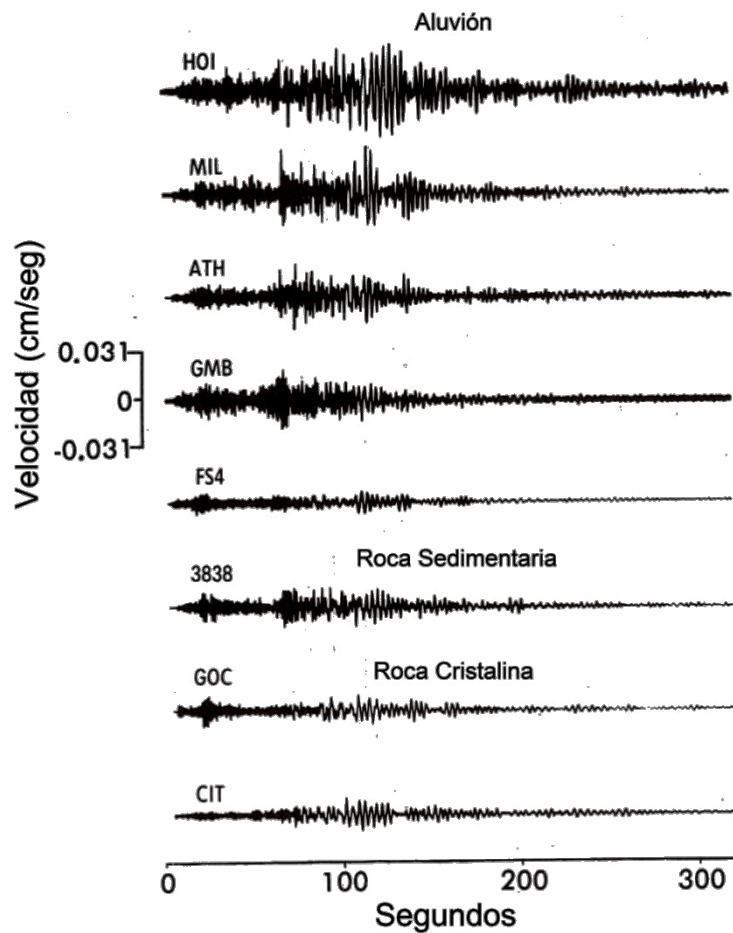


Figura 1.22 Tiempo-historia de la componente radial del movimiento desde una explosión nuclear subterránea distante en Nevada registrada simultáneamente en 8 sitios, en la región de Los Ángeles, agrupados de acuerdo al tipo de

material geológico subyacente de cada estación sísmica. Los movimientos de suelo están claramente amplificados en sitios donde predomina el aluvión comparado a los sitios donde predomina la roca. El grado de amplificación también parece estar relacionado al espesor de la capa de aluvión (HOI: 300m; MIL: 372 m; ATH: 372 m; GMB: 120m; FS4: 15 m). Fuente. Datos tomados de Rogers *et al.* (1983).

Para examinar la relación entre el efecto de sitio y los parámetros geológicos, el enfoque más sencillo es agrupar los sitios de acuerdo a las variaciones en uno de los factores geológicos y calcular el factor de amplificación promedio para cada grupo. El Cuadro 1.3 indica las siguientes características de factores de amplificación del suelo: 1.) Sitios que se ubican sobre depósitos sedimentarios del Holoceno y Pleistoceno experimentan los niveles de sacudimiento de 2.6 a 3.4 veces mayores que los que se ubican sobre roca cristalina para todas las bandas de periodo; 2.) La razón de vacíos tiene una fuerte influencia en los factores de amplificación en periodos cortos, con las razones de vacío en el rango de 0.8 hasta 0.9 indicando una amplificación media en suelo de 6 veces mayor que en roca cristalina y 3 veces mayor que en suelos de baja razón de vacíos; 3.) Las amplitudes en la banda de periodos largos generalmente aumentan con el aumento del espesor de depósitos del Cuaternario y/o la profundidad al basamento.

Cuadro 1.2 Lista de parámetros geotécnicos compilados para cada estación y el porcentaje de estaciones para el cual cada parámetro está disponible. Fuente. Datos tomados de Rogers *et al.* (1983).

Rangos del Cociente Espectral	Data Geológica	%
Banda de Periodo Corto	Tipo	Reportado
0.2 - 0.3 s		
0.3 - 0.5	Razón media de vacios	82
0.2 - 0.5	(0-8m)	
Banda de Periodo Intermedio	% medio de limo-arcilla (9 rangos de profundidad)	37-95
0.5 - 1.0 s		
0.5 - 3.33	% Saturación	13
Banda de Periodo Largo	Espesor de Cuaternario	100
1.0 - 10.0 s	Edad geológica	100
1.0 - 3.33		
3.33 - 10.0	Espesor de Holoceno	99
Banda de Periodo Total	Profundidad al nivel freático	97
0.2 -10.0	Tipo Sedimento	99
0.3 - 10.0	(muy grueso a fino)	
	Profundidad al basamento cristalino	100
	Profundidad a la cimentación	91
	Velocidad de corte media en pozo (4 intervalos)	51

Cuadro 1.3 Comparación del movimiento de sacudimiento (relativo a la roca cristalina) por explosiones nucleares lejanas registradas en sitios dentro de la región de Los Ángeles. Fuente. Datos tomados de Rogers *et al.* (1983).

A) Factores de amplificación en tres bandas de periodo comparado con la edad de los materiales.			
<u>Edad</u>	<u>Periodo Corto</u> <u>(0.3 - 0.5s)</u>	<u>Periodo Intermedio</u> <u>(0.5 - 3.3s)</u>	<u>Periodo Largo</u> <u>(3.3 - 10.0s)</u>
Holoceno	3.4	3.3	2.6
Pleistoceno	3.2	3.1	2.6
Plioceno	1.4	1.6	2.0
Mioceno	2.5	2.2	1.4
Mesozoico	1.7	1.1	0.8

B) Factores de amplificación en periodo corto comparado con la razón promedia de vacios.	
<u>Razón de vacios</u>	<u>Amplificación</u> <u>promedio</u> <u>Periodo Corto</u>
0.2 - 0.4	2.3
0.4 - 0.6	3.1
0.6 - 0.7	3.0
0.7 - 0.8	4.2
0.8 - 0.9	6.2

C) Factores de amplificación en periodo intermedio y largo comparado con el espesor del depósito cuaternario.		
<u>Espesor del depósito</u> <u>cuaternario (m)</u>	<u>Amplificación</u> <u>promedio</u> <u>Periodo Intermedio</u>	<u>Amplificación</u> <u>promedio</u> <u>Periodo Largo</u>
0	1.6	1.3
0 - 75	2.3	1.4
75 - 200	3.6	2.9
200 - 500	3.6	3.1
500 - 1000	4.1	5.9
> 1000	3.4	3.1

D) Factores de amplificación en periodo intermedio y largo comparado con la profundidad al basamento rocoso.		
<u>Profundidad al</u> <u>basamento rocoso</u> <u>(km)</u>	<u>Amplificación</u> <u>promedio</u> <u>Periodo Intermedio</u>	<u>Amplificación</u> <u>promedio</u> <u>Periodo Largo</u>
0	1.1	0.8
0 - 2	2.6	1.3
2 - 4	2.8	2.5
4 - 6	3.8	4.1
≥ 6	3.8	3.9

Una evaluación más detallada de la influencia de todos los parámetros geológicos utilizando los métodos de análisis de datos de exploración (Mosteller and Tukey, 1977; Velleman and Hoaglin, 1981) indica que los cambios fuertes de respuesta del sitio se correlacionan con los cambios en la razón de vacíos, el espesor del Holoceno, profundidad al basamento, y el espesor de depósito del Cuaternario. Aplicándose las técnicas de suavizado de análisis de datos de exploración, es posible extraer la influencia de un factor en la variable de respuesta dado un conjunto de datos en la que varios factores están cambiando simultáneamente. En la Figura 1.23, un ejemplo desarrollado por Rogers *et al.* (1983), muestra la razón suavizada en periodo corto graficado contra el espesor del depósito del Holoceno (A) y la razón de vacíos (B). El factor pico de periodo corto para espesores del Holoceno cerca de 15 m es debido al cambio a través de esta banda de período del período de resonancia fundamental de la capa del Holoceno. El incremento general en la respuesta de periodo corto a medida que aumenta la razón de vacíos se debe principalmente a la variación creciente de la velocidad de onda de corte en la frontera Holoceno-Pleistoceno. Para efectos comparativos, los cocientes espectrales teóricos son calculados por Rogers *et al.* (1983) usando un modelo de onda de cuerpo SH en capas horizontales y asumiendo una constante Q. Las propiedades físicas de la columna geológica utilizada en este modelo fueron generadas a partir de la matriz de datos geológicos con velocidades variables de capas superficiales, velocidades determinadas de capas inferiores, y las profundidades a las variaciones de velocidad determinadas por el espesor del depósito del Holoceno, el espesor del Cuaternario, y profundidad al basamento (ver Figura 1.24). Las velocidades de capas superficiales eran ya sea las velocidades de corte medidas en pozo (Fumal *et al.*, 1983), o calculadas a partir de las razones de vacíos. Los cocientes espectrales teóricos y los valores espectrales promedios fueron procesados exactamente de la misma manera que las cantidades observadas. La concordancia entre los datos observados y los teóricos apoya la interpretación del comportamiento observado. Si bien el análisis similar de otros factores indica que las variables tales como la profundidad al basamento y el espesor del Cuaternario tienen un efecto sobre el factor de amplificación en periodo corto, estas y otras variables son secundarias en importancia al espesor del depósito del Holoceno y la razón de vacíos cerca a la superficie.

Soluciones analíticas exactas están disponibles para el caso de ondas SH incidentes en un valle semi-cilíndrico (Trifunac, 1971) y en un valle semi-elíptico (Wong and Trifunac, 1974). Estas soluciones han sido extremadamente útiles para probar métodos numéricos aplicables a más geometrías generales. Lee (1982) obtuvo soluciones para el caso tridimensional de ondas planas P, SV y SH incidentes en un valle semi-esférico, correspondiendo las condiciones de frontera mediante la expansión de las funciones de onda esférica en una serie de potencias.

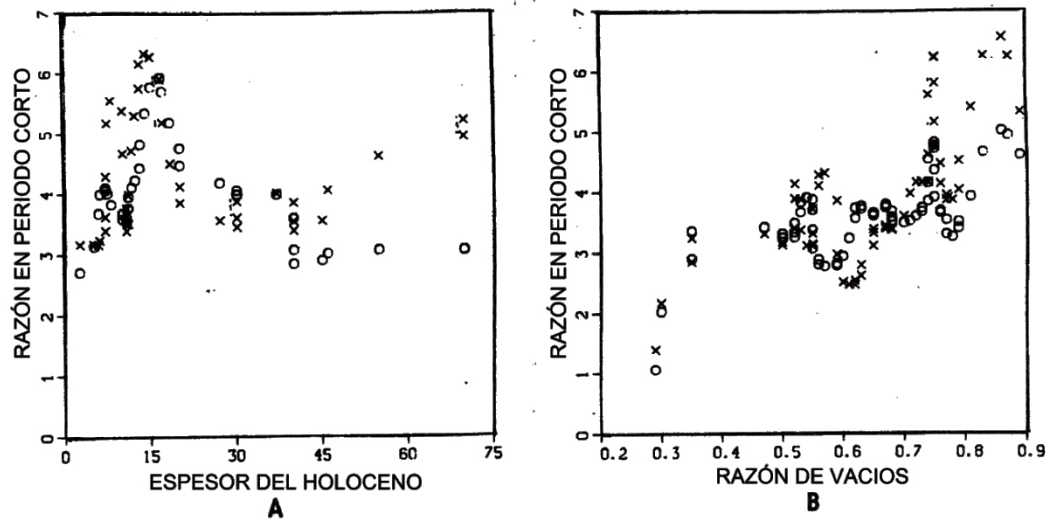


Figura 1.23 Factores de amplificación suavizados en periodo corto en sitios con depósito de Holoceno en comparación con el espesor del holoceno (A) y la razón de vacíos (B). Con el fin de minimizar la influencia de la razón de vacíos en (A), solamente se incluyen sitios con razón de vacíos mayores a 0.65. círculo indica valores teóricos y "x" indica valores experimentales. Fuente. Datos tomados de Rogers *et al.* (1983).

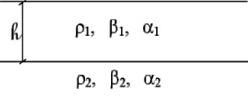
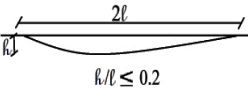
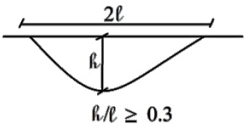
		Velocidad de onda de corte (m/s)	Densidad (gm/cm ³)	Q	Notas
Holoceno	t_H	$\begin{cases} V_m \\ V_c \end{cases}$	1.46 g/cm ³	50	$V_c = 42.9 + 94.1/e^2$
Pleistoceno 1	$t_{p1} = QTHK - t_H$	350m/s	2.10	200	t_{p1} No permitido para exceder los 100 m
Pleistoceno 2	$t_{p2} = QTHK - t_{p1} - t_H$	600m/s	2.10	200	Sólo presente cuando $QTHK - t_H > 100m$
Roca Terciaria	$T_t = dtb - QTHK$	1500m/s	2.35	500	Sólo presente cuando $dtb > QTHK$
Basamento Cristalino		3000m/s	2.50		

QTHK = Espesor de los depositos de cuaternario
dtb = Profundidad a la roca cristalina

Figura 1.24 Modelo de velocidad de onda de corte usado para calcular el cociente espectral teórico para una onda SH con amortiguamiento. Fuente. Datos tomados de Rogers *et al.* (1983).

A continuación se revisara brevemente estudios teóricos realizados por Bard (1983) en modelos 2-D para valles (resumido en el Cuadro 1.4), comparando también los resultados teóricos con los observados.

Cuadro 1.4 Resumen de fenómenos básicos, características espectrales y aplicaciones en ingeniería sísmica para valles en 2-D. Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

Efectos Estructura 2-D	Fenómeno Básico	Características Espectrales	Aplicación en Ingeniería Sísmica
<p>Capas Planas (Modelo de Haskell)</p> 	Resonancia Vertical	<p>Efectos de banda angosta</p> <p>Frecuencias de Resonancia: $f_n = (2n+1)c/4h$ Con $c=\beta_1$ para ondas S $c=\alpha_1$ para ondas P</p>	Altas amplificaciones en las frecuencias de resonancia.
<p>Valle sedimentario poco profundo</p> 	Resonancia vertical, generación y propagación dentro del sedimento envuelto de largas amplitudes de ondas superficiales	<p>Picos de banda angosta, pero muchos más numerosos y más cercanos entre ellos que en la aproximación 1-D.</p> <p>Frecuencia Fundamental: $f_0 = c/4h$</p>	<p>Muy altas amplificaciones (de hasta el doble de las calculadas en la aproximación 1-D).</p> <p>Fuerte prolongación de la duración del movimiento.</p> <p>Largos diferenciales de movimiento, especialmente sobre los cambios abruptos en el espesor del sedimento.</p>
<p>Valle sedimentario profundo</p> 	Resonancia 2-D "Global"	<p>Picos bien separados y de banda angosta.</p> <p>Frecuencia Fundamental: $f_0 = c/4h(1+ah/w)^{0.5}$ con $a=1$, caso de SH 1.7, caso de SV 0.5, caso de P</p>	<p>Muy altas amplificaciones (de hasta cuatro veces de las calculadas con los modelos 1D).</p> <p>Frecuencias muy diferentes de las calculadas en 1-D (de hasta 80-100%).</p> <p>Las frecuencias de resonancia son similares para cada ubicación del valle (centro y borde).</p> <p>Muy fuerte prolongación.</p> <p>Largos diferenciales de movimiento.</p>

A) Resultados teóricos

El principal efecto de la curvatura de la interfaz sedimento-basamento es generar ondas superficiales que se propaguen dentro de la cubierta de sedimentos, donde el movimiento de suelo, en consecuencia, se amplifica y se prolonga

significativamente. Los valles, por lo tanto, exhiben esencialmente dos comportamientos principales, de acuerdo con su relación de forma (relación de su espesor máximo h a la mitad de su ancho l) en valles (anchos) poco profundos (ver Figura 1.25b), estas ondas de superficie inducen significativas interferencias laterales que se superponen a las interferencias "verticales" (las mismas que se calculan por las teorías 1-D, ver Figura 1.25a), y alteran significativamente el movimiento superficial. Para valles (estrechos) más profundos, que es cuando la extensión horizontal de la estructura geológica es comparable a su espesor, existe nuevos patrones de resonancia, por lo general bidimensional, caracterizados por estar en fase (módulo), alta amplitud y un largo movimiento del suelo duradero en el interior del valle (ver Figura 1.25c).

Diferencias Finitas (Harmsen and Harding, 1981) y Elementos finitos (Ohtsuki and Harumi, 1983) han sido usados también para demostrar la fuerte generación de ondas Rayleigh en el borde de los valles cuando las ondas P y SV son incidentes. De manera similar, Bard and Bouchon (1980 y 1985) demostraron la generación de ondas Love en el borde de los valles para incidencia de ondas SH.

B) Comparación con los resultados experimentales

Uno de los estudios experimentales fue realizado por Tucker and King (1983) y King and Tucker (1983) en el área de Garm (Tadjikistan, URSS). Estos datos se refieren a valles (estrechos) relativamente profundos (relación de forma mayor que 0.25), por lo que su comportamiento básico, según lo calculado por la teoría, es la existencia de una resonancia general que involucra al valle como un todo. Estos datos se han utilizado para comprobar los modelos teóricos y, según es reportado en Bard (1983), la concordancia entre la teoría y las observaciones es sorprendentemente buena, tanto cualitativa como cuantitativamente, a pesar de las drásticas simplificaciones requeridas para la modelización numérica. Este estudio comparativo también señala que sólo un enfoque 2-D, teniendo en cuenta la forma geométrica del valle, puede explicar los datos experimentales y que los modelos 1-D son completamente inadecuados.

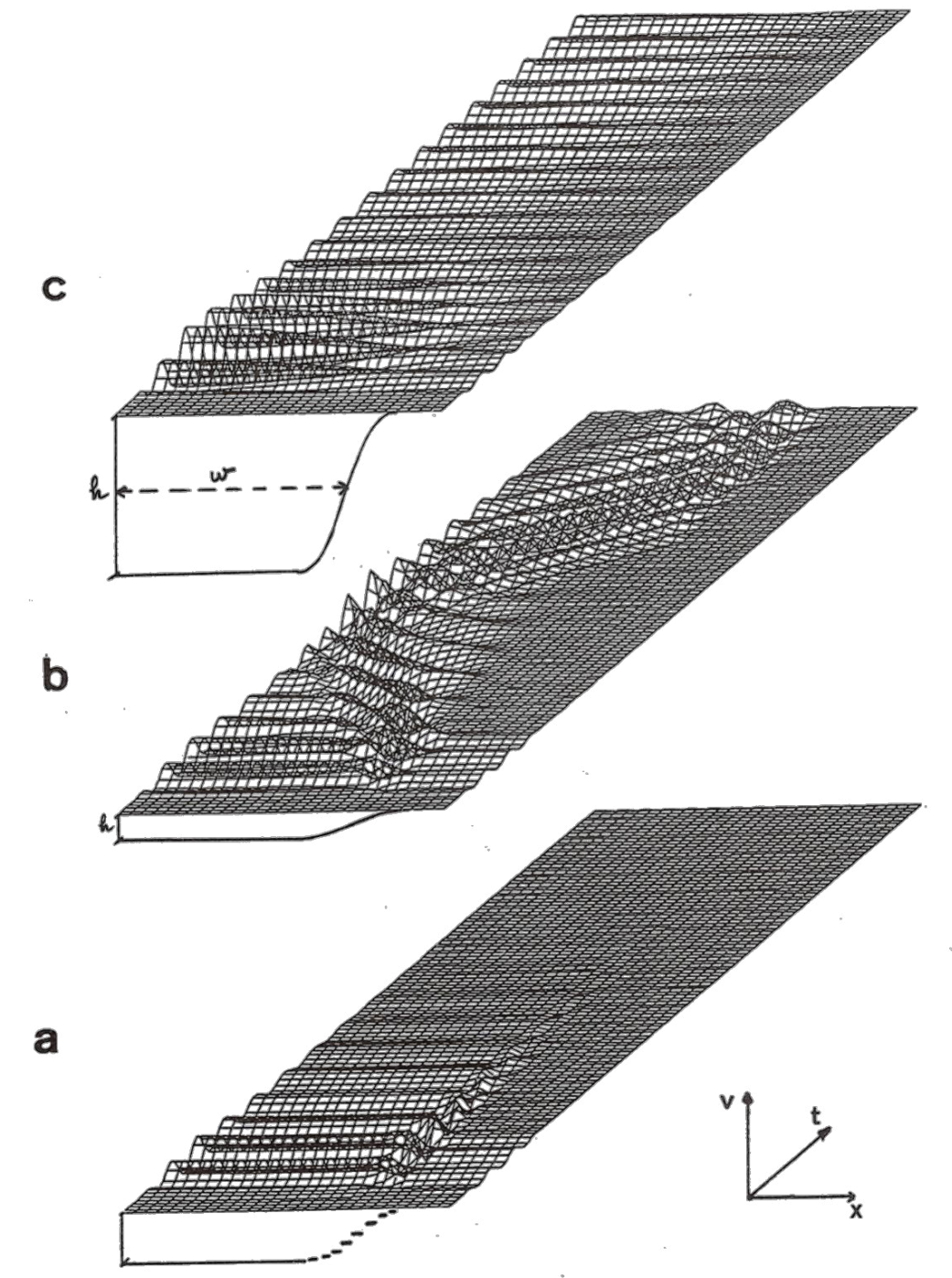


Figura 1.25 Diagrama que muestra la evolución espacial (x) y temporal (t) del desplazamiento superficial de un valle sedimentario excitado por una onda SH que tiene una frecuencia característica $f_p = 1/4 h$ donde h es el espesor del sedimento.

- (a) Aproximación 1-D que considera solamente el espesor del sedimento.
- (b) Modelamiento 2-D para un valle poco profundo ($h/\omega = 0.06$).
- (c) Modelamiento 2-D para un valle profundo ($h/\omega = 0.7$).

Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

Después de una breve revisión cualitativa de los efectos 2-D, se revisara, el estudio reportado por Bard (1983), de una manera más cuantitativa de la influencia sobre algunos de los parámetros (espectros, duración del movimiento, movimiento diferencial) usados frecuentemente en la ingeniería sísmica.

Espectros

Como puede verse en la Figura 1.26, existen fuertes diferencias entre los espectros obtenidos con los modelos de 1-D y 2-D.

Para los modelos 1-D, se observa el espectro de resonancia clásico, con un pico principal asociado al modo fundamental, y picos secundarios asociados con los armónicos. La frecuencia de estos picos se relaciona tanto con la velocidad en los sedimentos como con el espesor.

Para valles (anchos) poco profundos, la frecuencia fundamental sigue siendo casi la misma ($1/4h$), pero muchos picos secundarios están presentes muy cerca uno del otro. Estos picos corresponden a las interferencias laterales entre la onda primaria y las ondas superficiales generadas en los bordes, y por lo tanto su separación espectral se relaciona con el ancho del valle.

Para valles (estrechos) profundos, las resonancias 2-D implican que las frecuencias de los picos espectrales son las mismas en todo el ancho del valle. Para el pico más grande (generalmente el más importante debido a la amortiguación dentro de los sedimentos), la amplitud en el centro del valle es significativamente mayor (de hasta 100% en casos extremos) de lo que se calculó por los modelos 1-D, mientras que en los bordes esta amplitud es significativamente menor que el valor 1-D correspondiente al espesor de sedimentos local.

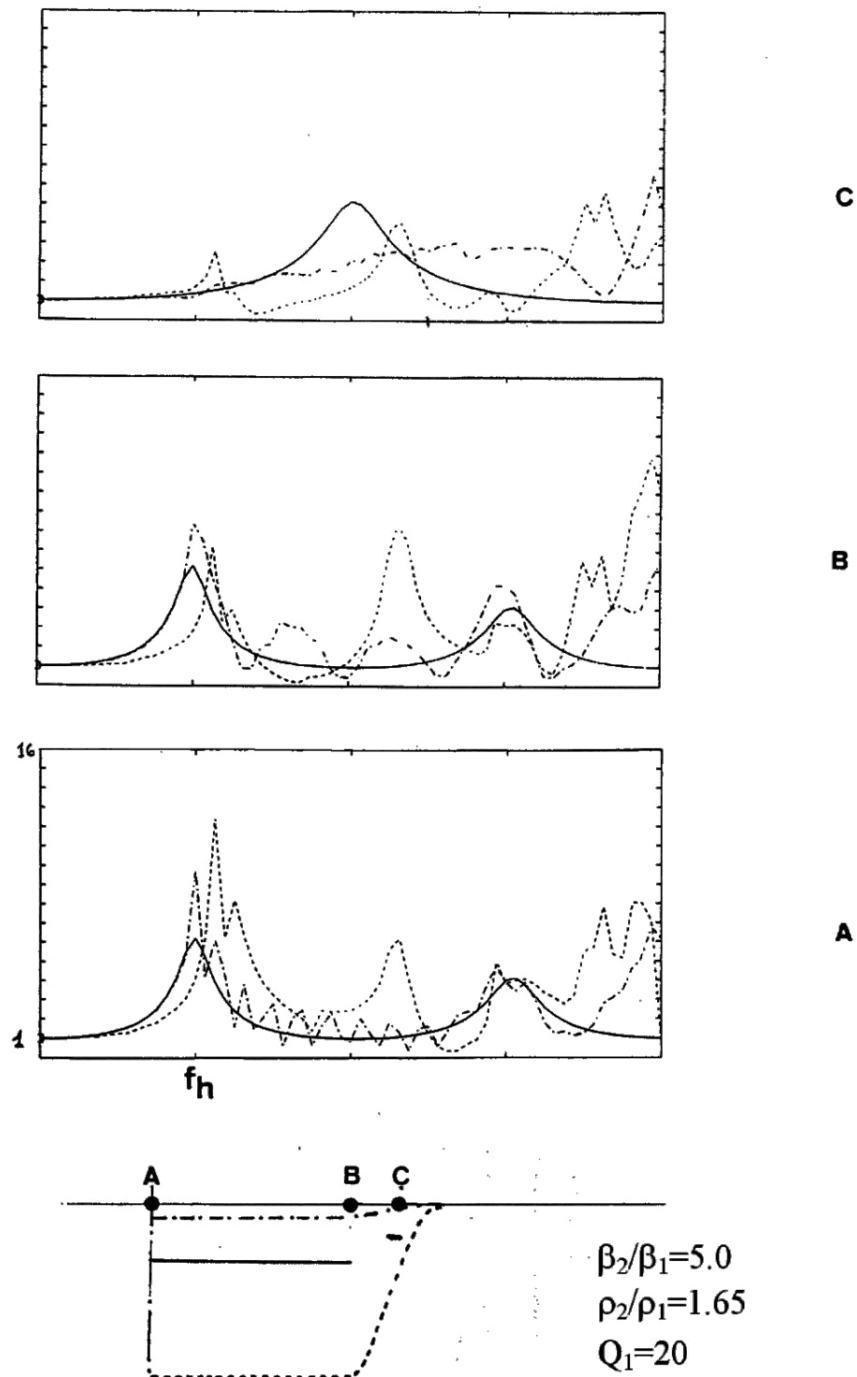


Figura 1.26 Espectros de respuesta calculados para tres ubicaciones (A, B y C) en la superficie de un valle. De la Figura 1.25, la línea continua representa la aproximación 1-D; La línea partida con puntos (guiones y puntos) muestra el valle poco profundo; y la línea punteada representa el valle profundo. Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

Bard (1983) mostró que la frecuencia fundamental adimensional $f_0 = 1/4h$ no depende del ángulo de incidencia ni del contraste de impedancia entre los sedimentos y el basamento; sin embargo, esta si depende tanto de la relación de forma del valle y del tipo de onda incidente (ondas P, SV en el plano o SH en el anti-plano). Esta dependencia se ilustra en la Figura 1.27.

En cuanto a las amplificaciones espectrales, hay varias observaciones. Si se considera sólo el centro del valle, la amplificación máxima generalmente corresponde al pico más grande. El valor de la amplificación depende obviamente del contraste de impedancia sedimento-basamento, pero este también depende de la relación de forma del valle. Esto se muestra muy claramente en la Figura 1.28, donde se puede observar que la amplificación geométrica debido a la curvatura de la interface puede inducir fuertes diferencias con los valores 1-D teóricos, de hasta 200% en casos extremos. Para fines de claridad, los valores ilustrados en la Figura 1.28 se han obtenido sin atenuación dentro de los sedimentos, pero la Figura 1.29 muestra que las diferencias entre los resultados 1-D y 2-D siguen siendo muy importantes, incluso en el caso de una fuerte amortiguación.

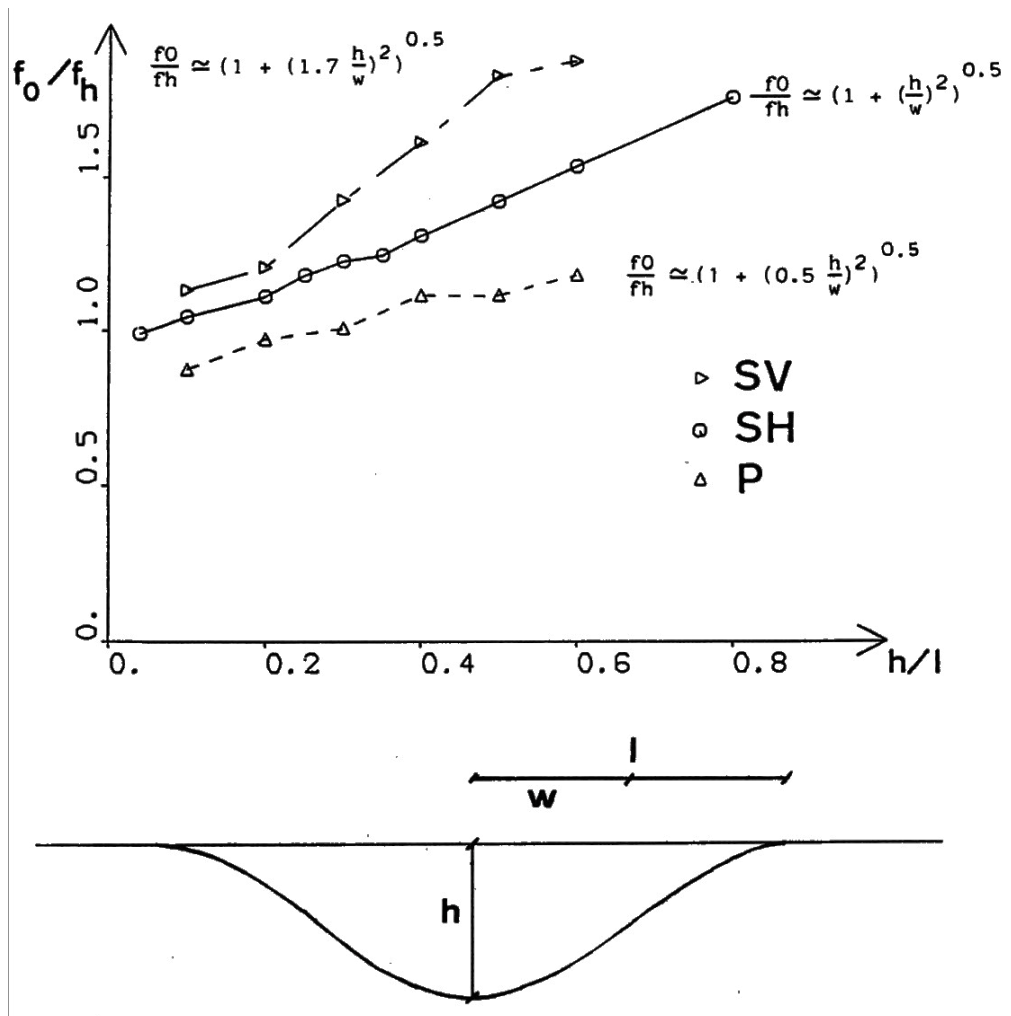


Figura 1.27 Influencia de la relación de forma del valle (h/l) y el tipo de onda incidente en la frecuencia fundamental adimensional para las ondas P y S. Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

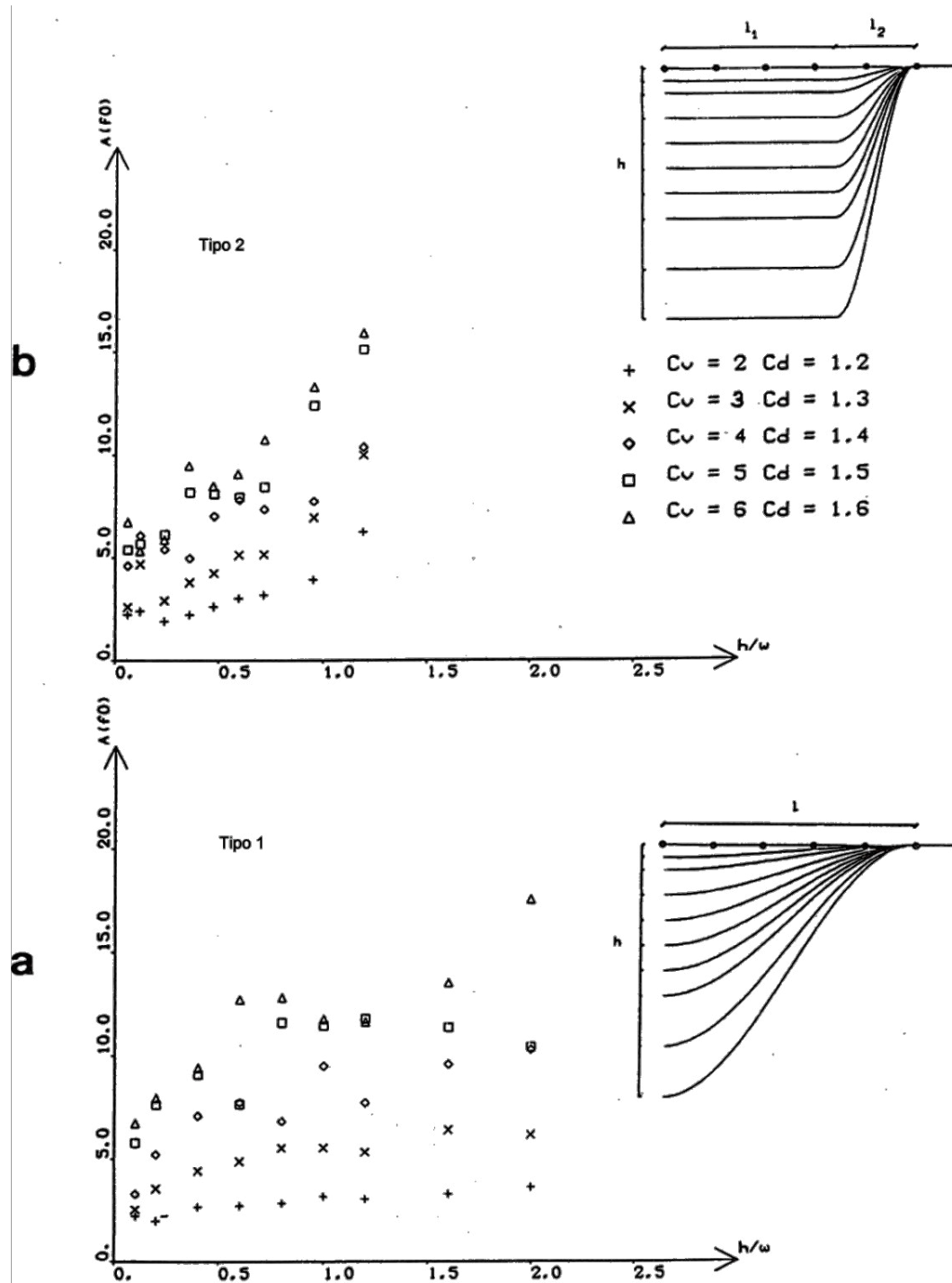


Figura 1.28 Influencia de la relación de forma (h/l) del valle y del contraste de impedancia acústica de sedimento/basamento en la máxima amplificación espectral en el centro del valle. C_v representa el contraste de velocidad; C_d contraste de densidad. ω es el "ancho equivalente", el ancho en el cual el espesor de sedimento local es mayor que la mitad del espesor del valle.

(a) Resultados para un valle de forma senoidal ("Valle tipo 1").

(b) Resultados para un valle con una parte central extensa ("Valle tipo 2").

Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

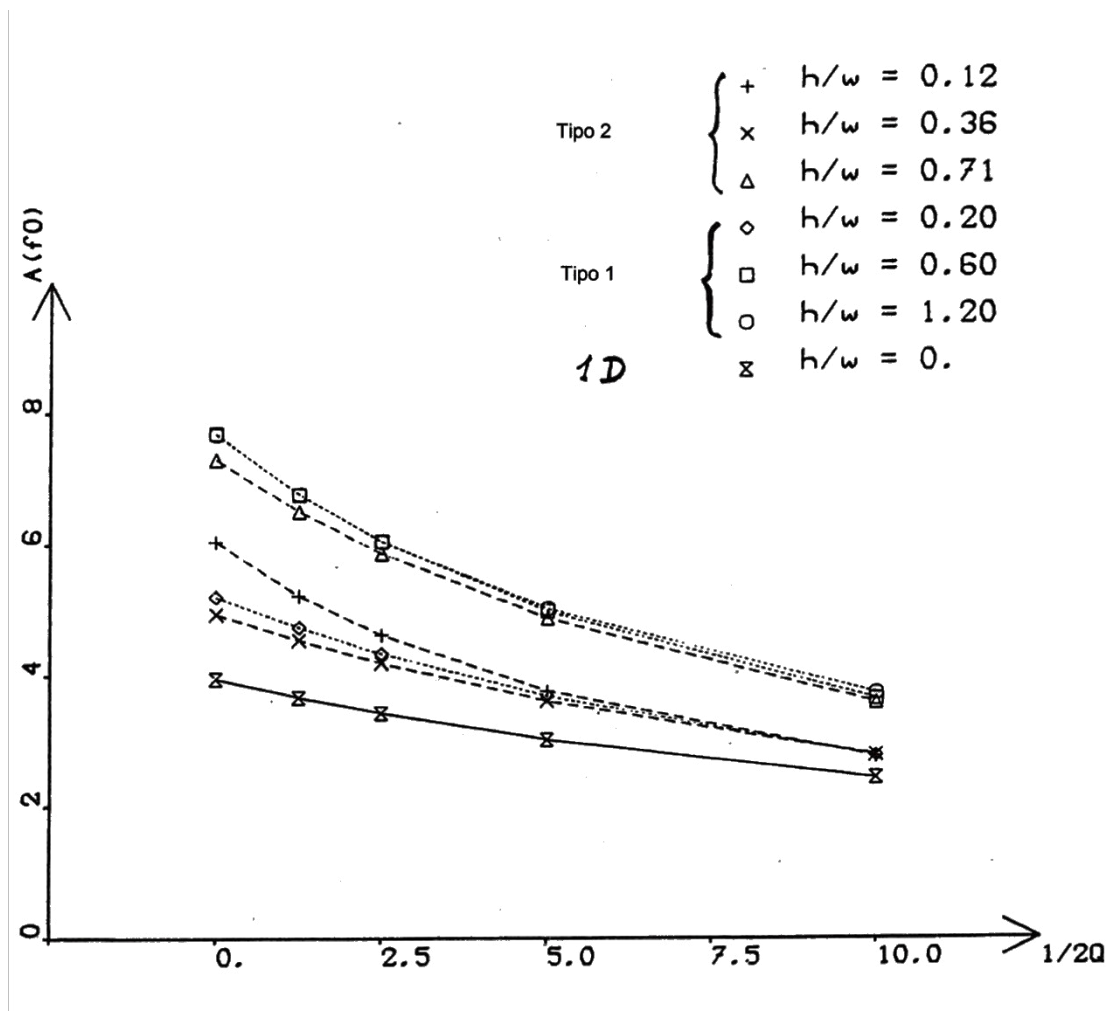


Figura 1.29 Influencia de la atenuación dentro de los sedimentos en la máxima amplificación espectral en el centro del valle. Estas curvas corresponden a 6 valles sedimentarios que tienen igual contraste de impedancia ($C_v=4$ y $C_d=1.4$) pero diferente relación de forma. La aproximación 1-D esta mostrada por la línea continua. Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

Si se considera sitios ubicados en los bordes del valle, la amplificación máxima se produce a una frecuencia que depende de la amortiguación de los sedimentos. Si la atenuación es muy débil ($Q^{1/2} = 30$), la frecuencia es relativamente alta (2 o 3 veces la frecuencia fundamental en el centro del valle), y la correspondiente amplificación es significativamente mayor (30 a 50 %) que en el centro del valle. Sin embargo, si los sedimentos son muy atenuantes, sólo los picos más graves siguen siendo significativos, y la amplificación es más grande en el centro del valle. Todas estas características se muestran claramente en la Figura 1.30.

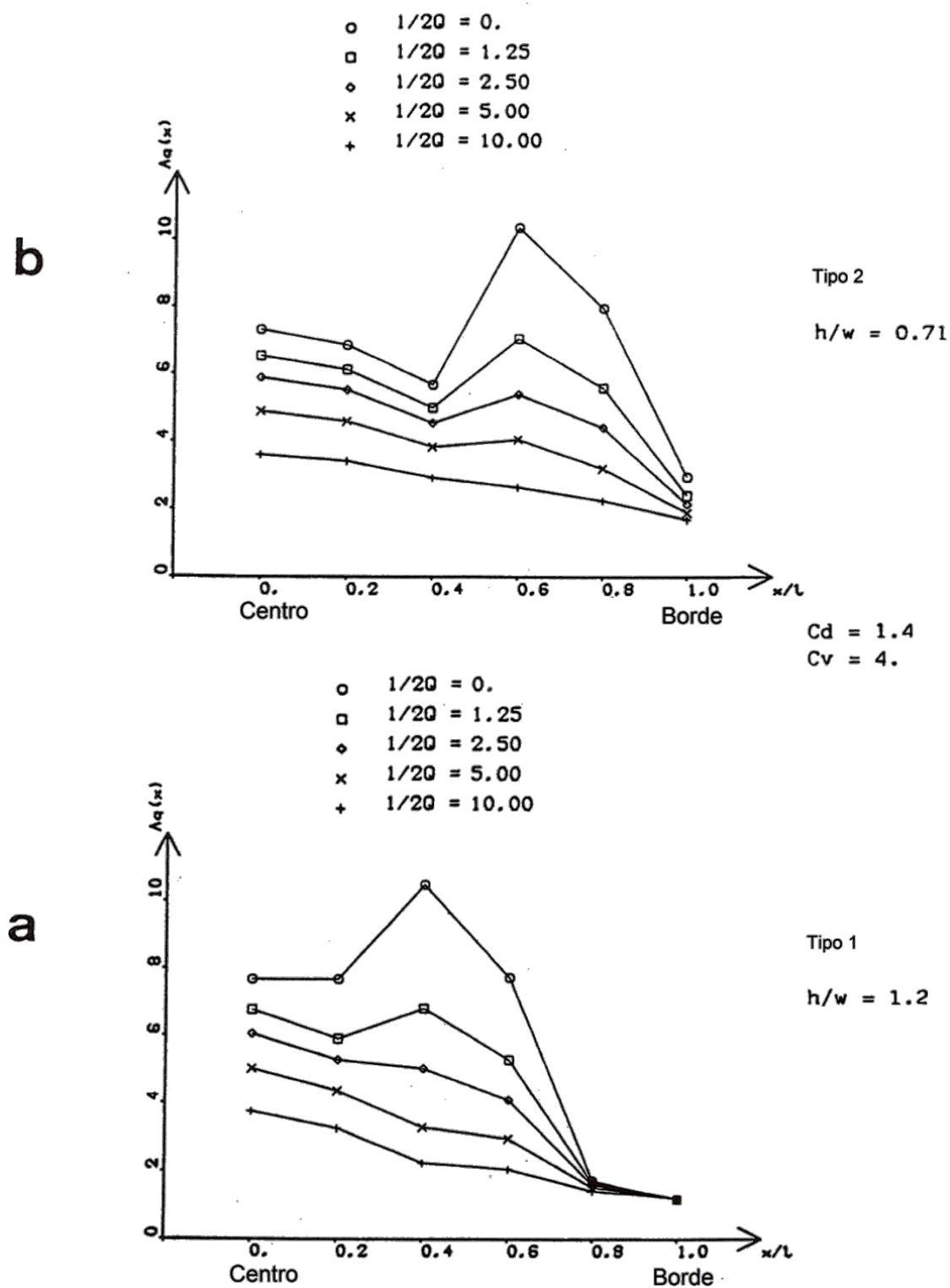


Figura 1.30 Influencia del amortiguamiento de los sedimentos en la distribución espacial de la máxima amplificación espectral para dos valles que tienen un contraste de impedancia de 5.6 ($C_v=4$; $C_d=1.4$) y dos formas diferentes. Fuente. Datos tomados de Bard (1983).

Duración del movimiento

La Figura 1.25 muestra muy claramente que los efectos 2-D (generación de ondas superficiales y/o resonancia 2-D) inducen una fuerte y prolongada duración del movimiento del suelo en el interior del valle. Esta duración prolongada sigue siendo significativa incluso para amortiguación muy fuerte (ver Figura 1.31).

Aunque una buena evaluación de la prolongada duración de movimiento de suelo requeriría el uso de un acelerograma realista como movimiento incidente, los resultados muestran que los fenómenos importantes (tales como fatiga del material, la licuefacción del suelo, deslizamientos de tierra) relacionado con la duración de movimiento pueden verse afectados de manera significativa por los efectos 2-D.

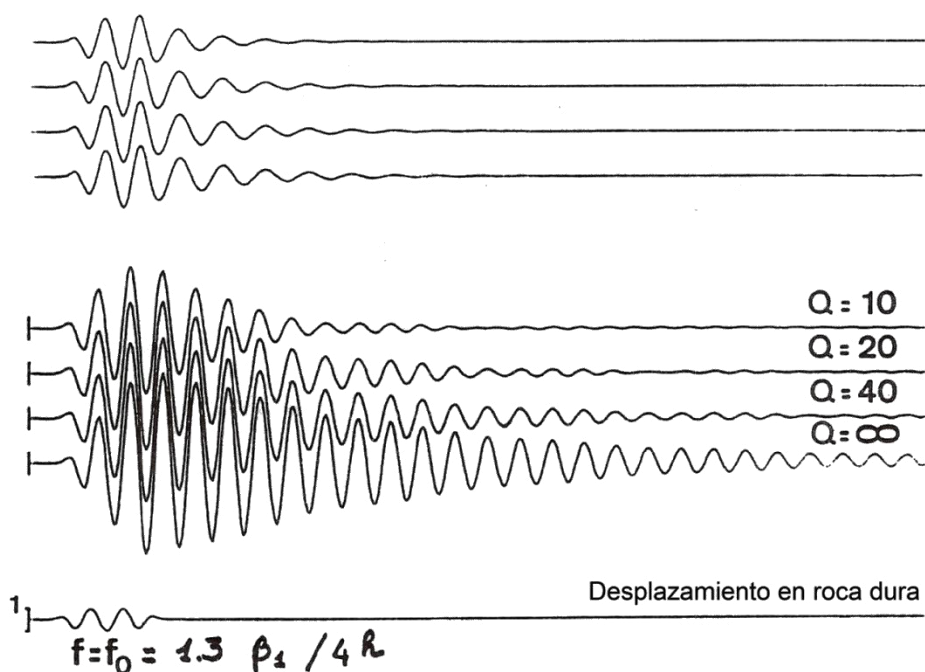


Figura 1.31 Influencia del amortiguamiento de los sedimentos en la duración del movimiento del suelo dentro del valle. El sismograma inferior representa el desplazamiento superficial cuando los sedimentos están ausentes y la onda incidente se duplica. Los cuatro sismogramas del medio representan los desplazamientos calculados en el centro de un valle de forma senoidal que tiene una relación de forma ($h/l=0.4$) y un contraste de impedancia de 8, excitado por una onda SH incidente. *Fuente.* Datos tomados de Bard (1983).

Movimiento diferencial

Muchos autores piensan que el movimiento diferencial, que corresponde por ejemplo a las ondas que viajan horizontalmente (ondas de cuerpo incidentes oblicuamente, ondas de superficie) puede tener gran importancia en la ingeniería. Los modelos unidimensionales, que consideran solamente la columna de suelo debajo del sitio, difícilmente pueden considerar estos movimientos diferenciales (ver Figura 1.25a). Sin embargo, los modelos 2-D, que consideran la estructura geológica como un todo, son mucho más adecuados para estimar estos movimientos diferenciales de una manera satisfactoria. Dicho estudio es reportado en Bouchon *et al.* (1982), y muestra que en los valles poco profundos el movimiento diferencial está esencialmente relacionado con las ondas superficiales; mientras que, en los valles profundos, se asocia principalmente con los modos armónicos de la resonancia 2-D. En ambos casos, sin embargo, estos movimientos diferenciales son sistemáticamente más grandes en los bordes del valle que en el centro del valle, como puede verse en la Figura 1.32.

Por consiguiente, a partir de los estudios experimentales, se deben hacer muchos trabajos teóricos para mejorar los modelos 2-D, sobre todo en cuanto a su extensión a estructuras 3-D, así como a los comportamientos reológicos realistas para el suelo superficial (incluyendo la no-homogeneidad, anisotropía, no linealidad y agua).

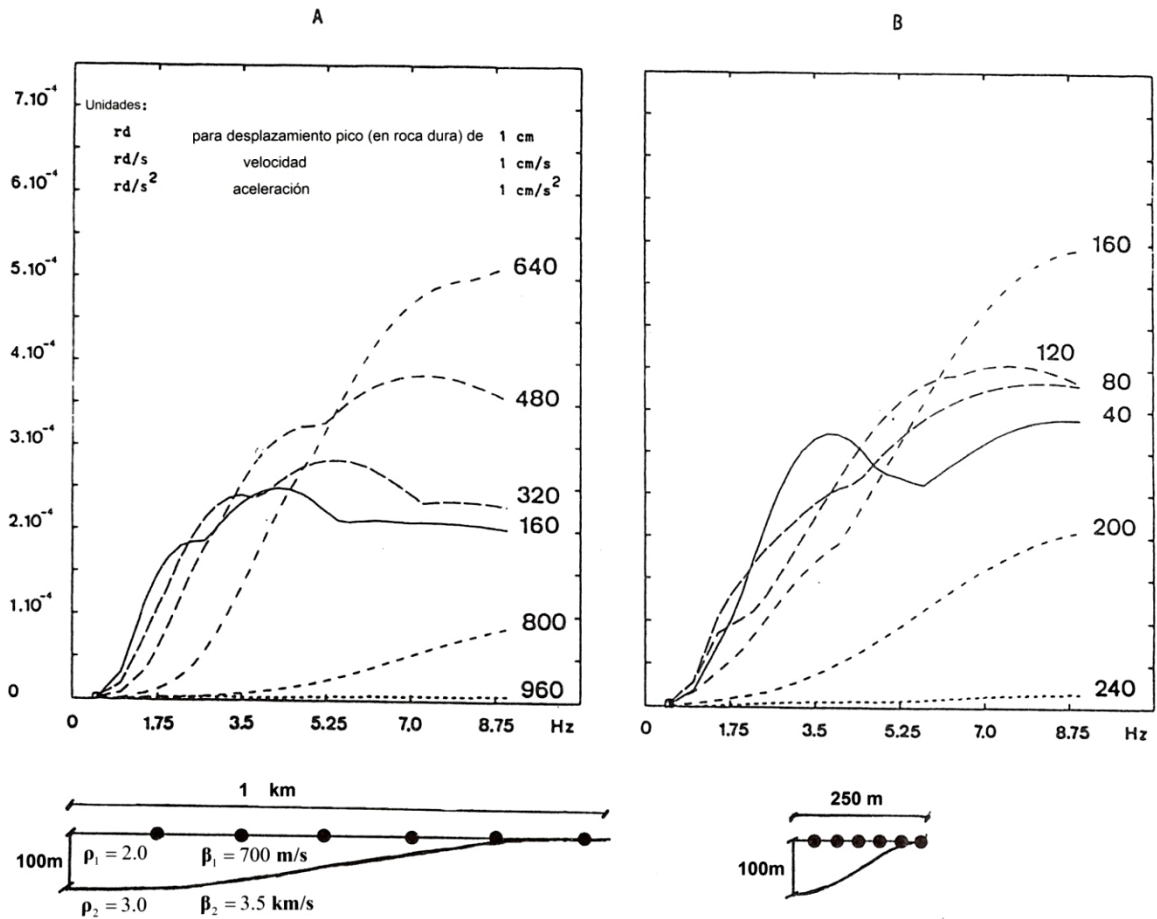


Figura 1.32 Espectros del movimiento diferencial para un valle sedimentario poco profundo (izquierda) y profundo (derecha). Cada curva representa la rotación máxima, (es decir, la mitad de la derivada espacial del movimiento SH; $r=0.5dv/dx$) registrado en diferentes ubicaciones superficiales, ilustradas esquemáticamente en la parte inferior de los espectros, como una función de la frecuencia. *Fuente.* Datos tomados de Bouchon *et al.* (1982).

1.3 Modelos Teóricos Recientes

Los resultados de los casos de modelado bidimensional (2-D) reportados en los efectos de la topografía superficial revelan que las complejidades asumidas por las propiedades del material de las colinas no producen aumentos significativos de amplificaciones calculadas en la cima, en comparación con los casos correspondientes con propiedades de materiales homogéneos. Dado que estos resultados discrepan significativamente con algunas amplificaciones observadas (estimada a partir de cocientes espectrales) se sugiere que éstas pueden deberse ya sea a la deamplificación en la base de la colina, o a efectos tridimensionales (3-D), a pesar de que algunas de las observaciones reportadas son realizadas en colinas en 2-D. Puesto que la deamplificación en la base de la colina no se aprecia de los resultados de la modelación 2-D revisada hasta el momento, se presentara a continuación las investigaciones realizadas por Benites and Haines (1994), que amplían el estudio a los casos en que la colina presenta depósitos de suelo en cuencas similares en sus bases laterales, uno a cada lado, con el fin de analizar los efectos de su acoplamiento en el efecto de sitio global. Esto incluye los casos de propiedades geológicas constantes (Caso 1) y de velocidades variables de onda del medio fuera de las cuencas (Caso 2), con el fin de que se tenga en cuenta la posibilidad de levantamiento irregular de capas de propiedades similares, que pueden resultar en resonancia. También consideraron un caso más complejo de colina formada por inmersión de dos capas sedimentarias irregulares integradas en una cuenca aluvial (Caso 3), con el fin de considerar los casos en que las capas inclinadas pueden producir fuertes efectos de focalización.

En los problemas de las topografías 3-D, Benites and Haines (1994) modelaron el movimiento de suelo de los cañones y colinas en forma cosenoidal sobre el impacto de ondas planas (telesísmicas) con el fin de realizar un estudio paramétrico del efecto de sitio en función del ángulo de incidencia, la relación de forma, la frecuencia y el tipo de onda incidente.

Los problemas 2-D mencionados han sido tratados con un método híbrido basado en el método de la ecuación Matricial de Riccati (Benites and Haines, 1991; Haines,

1989), y el método integral de frontera (por ejemplo Benites and Aki, 1994). Los problemas 3-D fueron tratados con el esquema integral de frontera basado en la distribución de fuentes de ondas artificiales sobre un área extendida que cubre la topografía irregular.

1.3.1 Modelado 2-D

En esta sección los movimientos de suelo para los modelos 2-D descritos anteriormente se presentan en términos tanto de respuesta en frecuencia calculada en varios puntos de registro (o estaciones) a lo largo del rango espacial de los modelos, y en términos de sismogramas sintéticos. Estos sismogramas son calculados a partir de la síntesis de 100 respuestas en frecuencia complejas evaluadas a lo largo del rango espacial de los modelos, utilizando una onda de Ricker como función temporal de la fuente cuya frecuencia máxima es de 1.5 Hz, a menos que se especifique lo contrario. Para el caso 1 y 2 se tiene un estudio paramétrico teniendo en cuenta varios tipos de ondas incidentes, varios ángulos de incidencia, tres componentes de movimiento y 100 estaciones a lo largo del rango donde se calcula el movimiento, produciendo grandes cantidades de datos. Para describirlos mejor, las respuestas en frecuencia se dan sin especificar la posición de las estaciones, a excepción en la que se obtiene la amplitud máxima por una componente particular de movimiento. De esta manera se pueden analizar las características generales de las respuestas. Más adelante en esta sección se discutirán algunos detalles de la amplificación en posiciones particulares. Para el caso 3 el análisis en el dominio de la frecuencia se realiza durante tres posiciones particulares dentro del rango espacial. Por último, para los casos en tres dimensiones se dan los resultados sólo para la distribución espacial de movimiento de suelo en las frecuencias prescritas.

Caso 1

Considere la estratigrafía presentada en la Figura 1.33, que consta de una colina con dos cuencas pequeñas, uno a cada lado de sus bases, extendiéndose sobre 10 km. La altura de la colina es de 1 km, con una relación de forma igual a uno. La profundidad máxima para cada cuenca es de 250 metros. Las propiedades del material de la colina y la base rocosa son de densidad $\rho_2 = 1.5 \text{ g/cm}^3$, velocidad de la

onda S $\beta_2 = 2$ km/s, y la velocidad de la onda P $\alpha_2 = 3.5$ km/s. Para ambas cuencas $\rho_1 = 1$ g/cm³, $\beta_1 = 1$ km/s, $\alpha_1 = 1.73$ km/s. La Figura 1.34 muestra la respuesta a una onda SH incidente verticalmente, para un máximo de 3 Hz. La geometría se ha dividido en tres regiones; las regiones 1 y 3 contienen las cuencas a la izquierda y a la derecha de la colina, respectivamente, y la región 2 que contiene la colina. Las respuestas están dadas en 9 estaciones distribuidas de manera uniforme a lo largo de la región 1, una se establece fuera del eje (en $x = -1$ km) para representar al semi-espacio sin el modelo, 5 estaciones se establecen dentro de la región 2 y 8 estaciones dentro de la región 3. Las amplitudes de las respuestas se dan en términos de valores adimensionales correspondientes a la normalización con respecto a la respuesta de un semi-espacio con superficie plana libre sin la topografía (un factor de 2). Las unidades reales para las amplitudes calculadas son las mismas que las de la amplitud de la onda incidente, y nos referiremos a ellas, ya sea como "unidades de amplitud" o simplemente dando su valor absoluto.

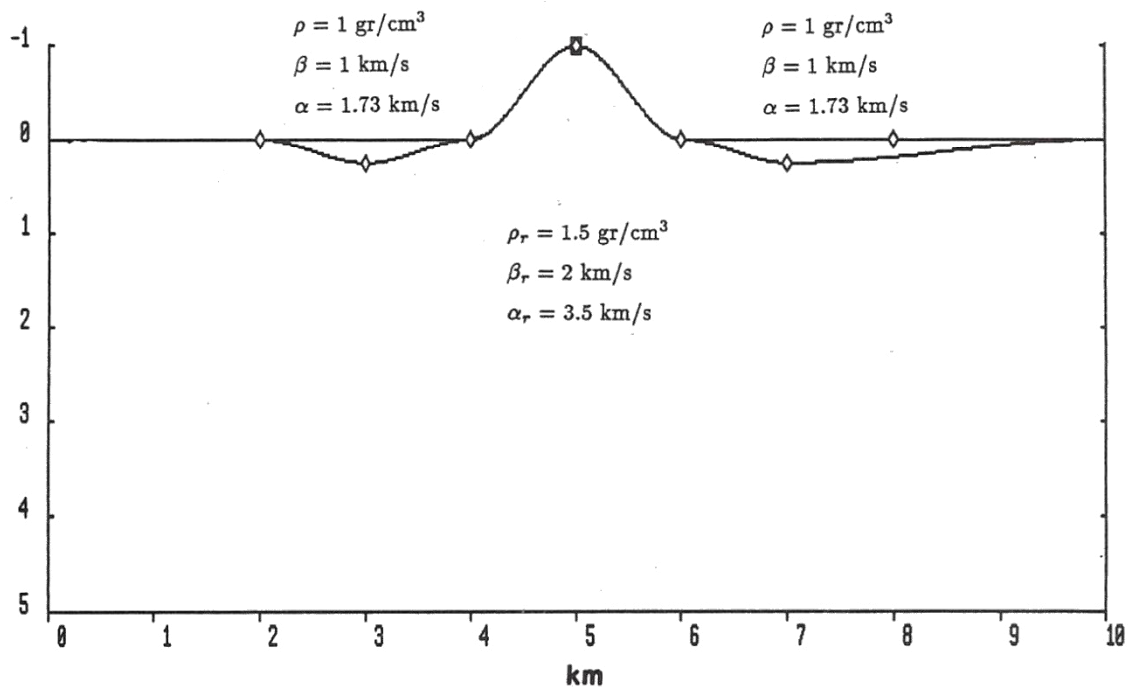


Figura 1.33 Modelo de una colina con dos cuencas irregulares a los extremos, uno a cada lado extendiéndose sobre 10 km (Caso 1). La forma de la colina y las cuencas están determinadas por ranuras cúbicas fijadas en los puntos marcados con diamantes blancos, y en los puntos extremos de la geometría. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Una característica dominante en la Figura 1.34 es que la mayor amplitud se produce en la región 1, de hasta 8.6 unidades de amplitud (o 2 x el valor de 4.3 en la figura) en la estación situada en $x = 3.5$ km, para la frecuencia $f = 1.71$ Hz. En menor medida, las estaciones de la colina también producen altas amplitudes, de hasta 5.2 en $x = 5$ km (cima de la colina). La variabilidad de las respuestas con la frecuencia a lo largo de las cuencas es notable, en comparación con las respuestas en la colina que produjo más bien espectros planos.

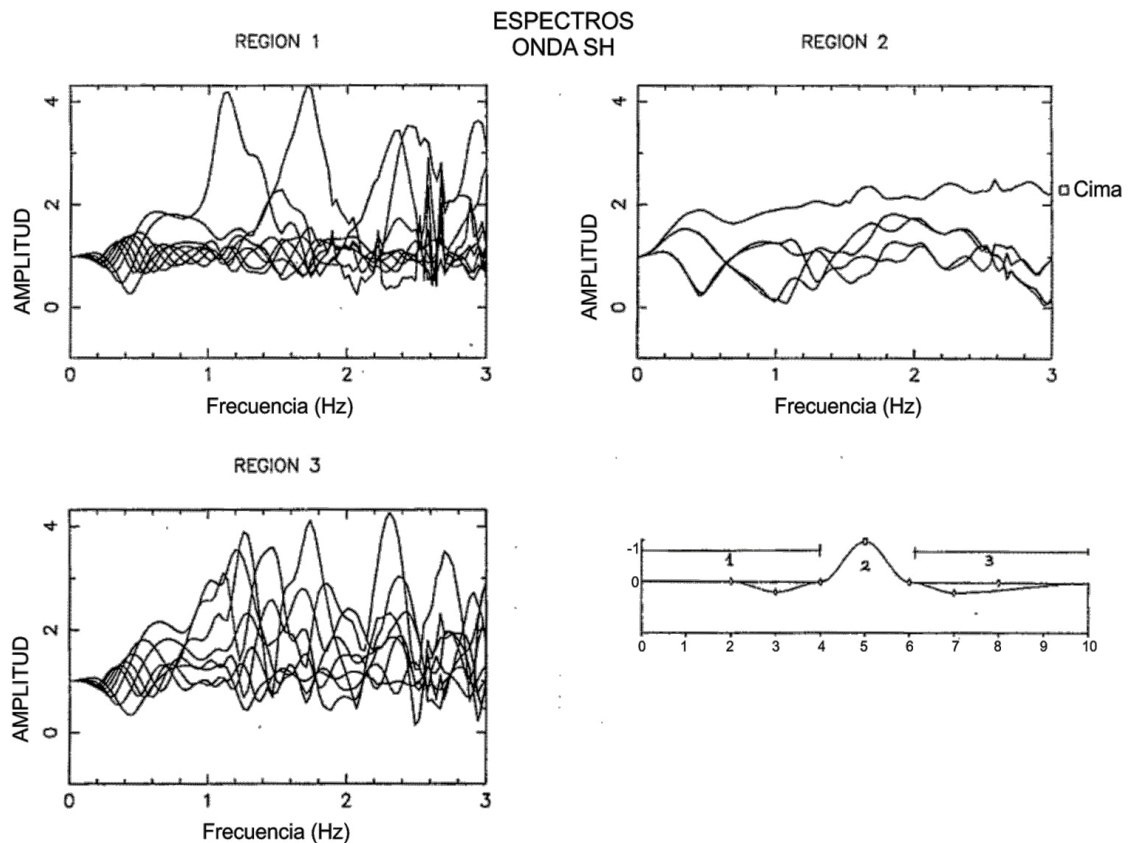


Figura 1.34 Respuesta en frecuencia de la estratigrafía mostrada en la Figura 1.33, para ondas SH incidentes verticalmente. Cada trazo corresponde al espectro calculado en un punto en la superficie, o estación, para 100 frecuencias en el rango de 0 a 3 Hz. La geometría completa está dividida en región 1, entre 0 y 4 km; región 2, entre 4 km y 6 km, y región 3, entre 6 km y 10 km. Solamente el trazo en la cima de la colina está identificado, con un símbolo cuadrado vacío. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

En términos de la frecuencia adimensional $\eta = \text{ancho de la base}/\lambda$, los 3 Hz de máxima frecuencia correspondieron a $\eta = 6$. Teniendo esto en cuenta, la respuesta de la colina se asemeja a la de los ejemplos mostrados en la Figura 1.10.

La Figura 1.35 muestra las respuestas calculadas en el dominio del tiempo en 21 estaciones uniformemente distribuidas a lo largo del rango espacial de 10 km. Además, dos estaciones están incluidas en cada lado de la colina fuera de las cuencas, para considerar las fases de propagación lejos del modelo. La duración total de los sismogramas es de 20 segundos. Se observa que la onda incidente se amplifica aproximadamente 2.5 veces para la estación en la cima de la colina, y se refleja lejos de la colina, propagándose horizontalmente a lo largo de las cuencas (marcados con 'S_L' en la figura). En general, los sismogramas de las estaciones dentro de la colina son de duración relativamente corta. Esto sugiere que hay una ausencia de fuertes reflexiones múltiples dentro de la colina, y que la amplificación calculada en la cima se debe principalmente a las ondas dispersadas simples que se originaron en la base de la colina. Los arribos posteriores, de amplitud relativamente pequeña en estas estaciones, son debidos probablemente a la difracción de las ondas originadas en las cuencas. Por otra parte, los sismogramas de larga duración y gran amplitud en las estaciones dentro de las cuencas sugiere resonancia, pero debe señalarse que para la región 1 las amplitudes más grandes no se producen en el centro de la cuenca donde la profundidad es máxima, sino más bien bastante cerca de la colina (esto es cierto también para la respuesta en frecuencia). Este hecho, y la propagación de una onda reflejada horizontalmente desde la colina hacia las estaciones fuera del rango, determinan el acoplamiento entre la colina y las cuencas. Tenga en cuenta que S_L no sólo es transmitido fuera del rango, sino que también se refleja en los bordes de las cuencas, contribuyendo a sus amplificaciones. El caso de una onda plana P incidente verticalmente es mostrado en las Figuras 1.36 y 1.37, para la frecuencia y el dominio del tiempo, respectivamente, también normalizado con respecto a la respuesta de un semi-espacio sin la topografía (un factor de 2). La Figura 1.36 (a) muestra que las amplitudes más grandes para la componente horizontal del movimiento se producen en las cuencas, como en el caso anterior, aunque el máximo valor ($2 \times 2.3 = 4.6$ a 3.5 km para 2.25 Hz) es de aproximadamente la mitad del caso SH. Las respuestas a lo largo de la colina producen espectros planos, con un máximo valor de 2.4 para 1.8 Hz. La variabilidad de la respuesta es grande dentro de las cuencas, pero en la región 1 la respuesta decae bruscamente hacia el final de la cuenca. Esto sugiere conversiones de onda que tienen lugar en el borde de la cuenca opuesta a la colina. Esto no es evidente en la cuenca de la región 3, cuando tal decaimiento aparece bastante suave.

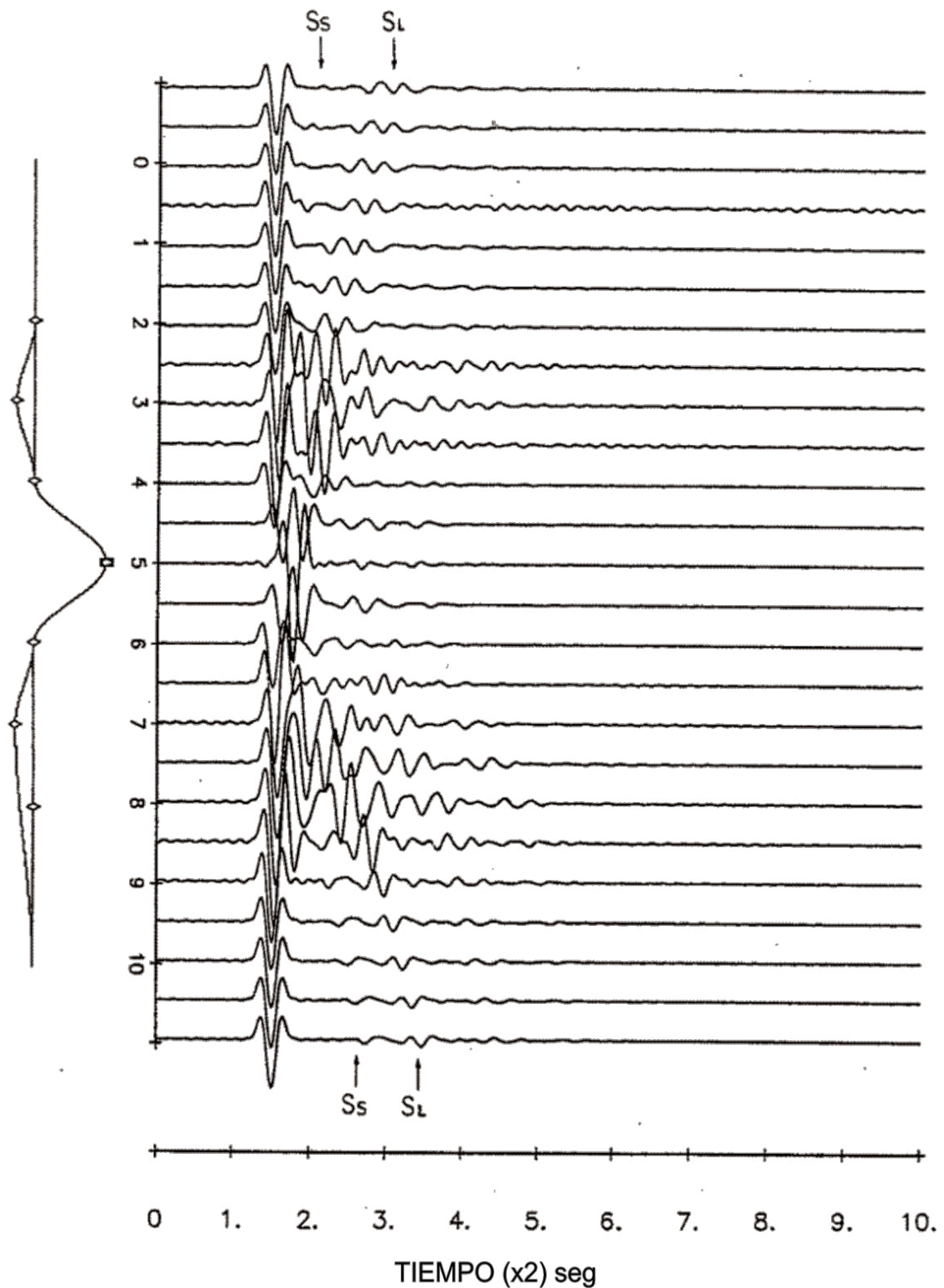


Figura 1.35 Respuesta en el dominio del tiempo (o sismogramas sintéticos) para una onda SH incidente verticalmente en 21 puntos superficiales a lo largo de la geometría ilustrada en la Figura 1.33 entre 0 y 10 km. La frecuencia pico de la ondicula de Ricker es 1.5 Hz. Las flechas indican las reflexiones desde las interfaces cuenca-base rocosa (S_s), y los arribos en ambos extremos de una fase causados por la dispersión en la colina (S_L), propagándose horizontalmente a través de las cuencas. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

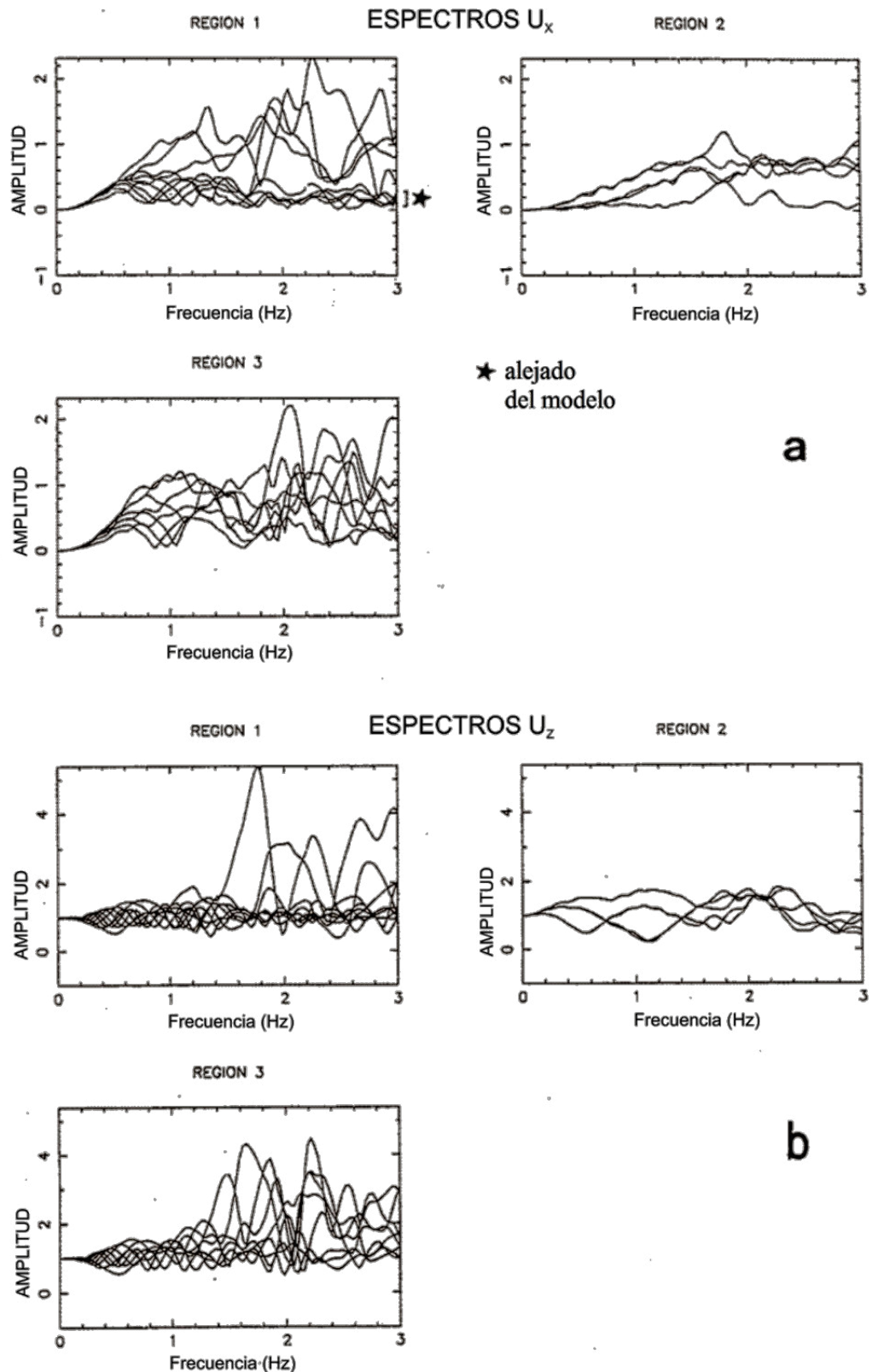


Figura 1.36 Respuesta en el dominio de la frecuencia de la estratigrafía ilustrada en la Figura 1.33 para un onda P incidente verticalmente; (a) corresponde a la componente horizontal del movimiento U_x , y (b) a la vertical U_z . Esta identificado el grupo de trazos alejado de la cuenca en la región 1. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

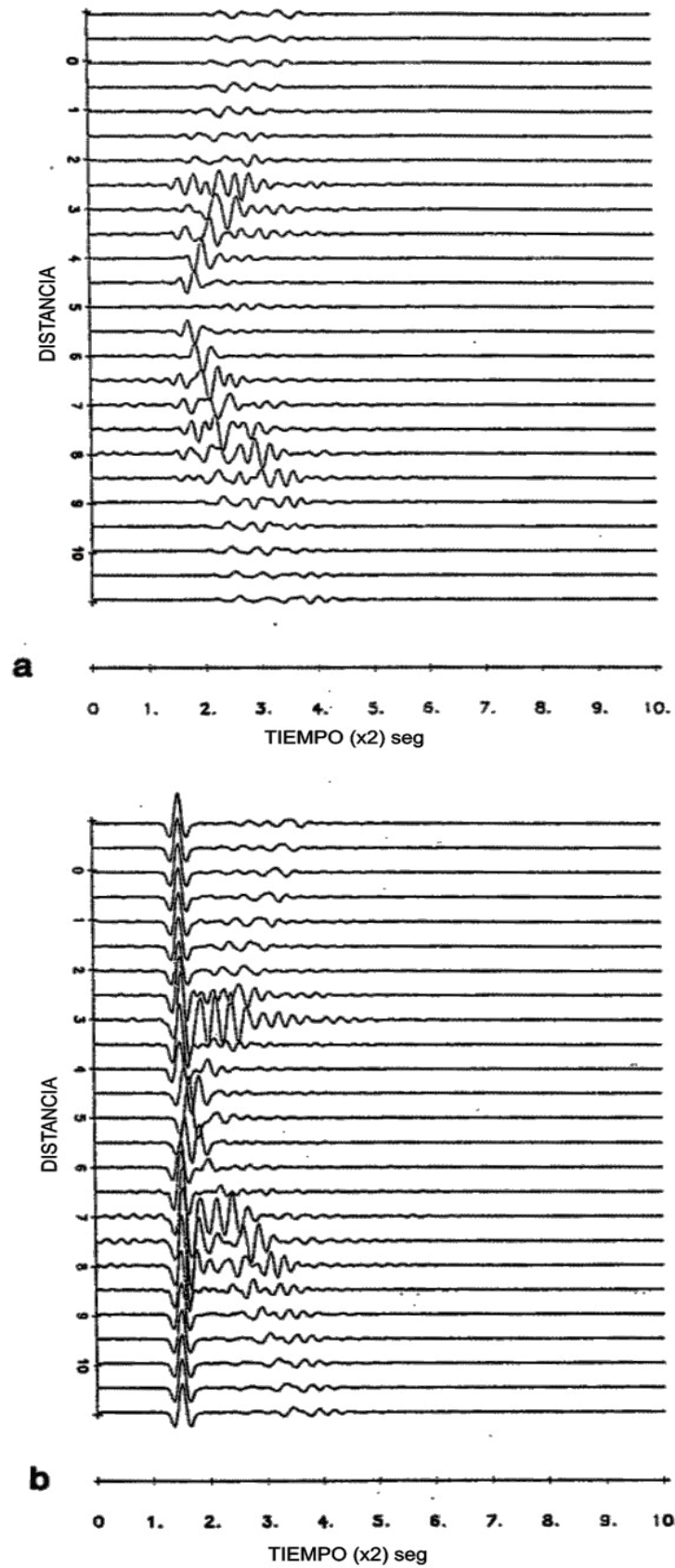


Figura 1.37 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda P incidente verticalmente, para U_x (a) y U_z (b). La descripción sigue la de la Figura 1.35. Los arribos aparentes no reales en los puntos alrededor de $x = 3$ km y $x = 7$ km son distorsiones debido al efecto envolvente relacionado con la periodicidad del

FFT (Transformada rápida de Fourier) para sintetizar las fuertes resonancias que se producen en aquellos puntos. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

La máxima amplitud de la componente vertical U_z (ver Figura 1.36 (b)), de aproximadamente 10.8 en $x = 2.5$ km, para $f = 1.77$ Hz, es significativamente mayor que la de U_x . El decaimiento abrupto observado para U_x en la región 1 se observa también aquí, pero para las estaciones más próximas al centro de la cuenca que hacia su borde. Resulta interesante que la amplitud máxima para cada componente ocurre en una frecuencia diferente, y que la frecuencia de la máxima amplitud de U_z es similar a la de SH en la Figura 1.34 (ver también el Cuadro 1.5). Una vez más, los espectros en la colina parecen bastante planos, sin distinción particular entre las estaciones. Los sismogramas sintéticos en la Figura 1.37 (a) muestran que la componente horizontal se anula en la cima de la colina, a pesar de la asimetría introducida por las cuencas, solamente aparecen arribos secundarios débiles resultado de sus interacciones con las cuencas. Los sismogramas sintéticos para la componente U_z (ver Figura 1.37 (b)) muestran que la resonancia se produce tanto a 3 km en la región 1 como a 7 km en la región 3. En la cima de la colina la onda incidente es amplificada por un factor de 1.5. De ambas secciones de sismogramas parece que las ondas que se propagan desde $x = 2.5$ km en la región 1 y desde $x = 8$ km en la región 3 hacia los extremos del rango son dispersivas, con ambas componentes desfasadas 90° , lo que sugiere que ondas Rayleigh se desplazan fuera del modelo como resultado del impacto de la onda P.

Las Figuras de 1.38 a 1.43 corresponden a los casos de una onda plana SV incidente verticalmente, una onda SV incidente a 75° , y una onda Rayleigh incidente, en la región 1, para las respuestas en frecuencia y tiempo. La descripción de los resultados se deduce a partir de los casos anteriores, y es referido en el Cuadro 1.5 (homogéneo) para los valores pico de amplitud y sus correspondientes posiciones y frecuencias, en cada caso. Solo se describe aquí las características más sobresalientes de estos resultados.

Cuadro 1.5 Valores de máxima amplitud $A_{\text{máx.}}$ calculados para los modelos de colina y cuencas en el Caso 1 (homogéneo) y Caso 2 (no-homogéneo); para tipo de onda incidente, ángulo de incidencia con respecto a la vertical, componente de movimiento, frecuencia correspondiente y posición. Notar las diferencias en amplitudes de las respuestas SH para ambos casos, las cuales pueden ser atribuidas solamente al efecto de heterogeneidad de la velocidad de onda incidente. En general, los valores máximos se producen en cualquiera de las cuencas y no siempre en posiciones correspondientes a su profundidad máxima. Téngase en cuenta también que ningún máximo de amplitud se produce en la colina. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Homogéneo					
Tipo	Ángulo	Componente	Frecuencia (Hz)	$A_{\text{máx.}}$	Posición (km)
SH	0	V	1.71	8.64	3.5
P	0	U_x	2.25	4.64	3.5
P	0	U_z	1.77	10.78	3.0
SV	0	U_x	1.59	8.66	8.0
SV	0	U_z	2.01	4.90	3.0
SV	75	U_x	2.37	11.76	8.5
SV	75	U_z	2.04	12.00	3.0
R	90	U_x	1.74	7.34	3.0
R	90	U_z	1.83	7.26	3.0
No-Homogéneo					
SH	0	V	1.80	13.60	3.5
SH	90	V	1.77	20.62	3.5

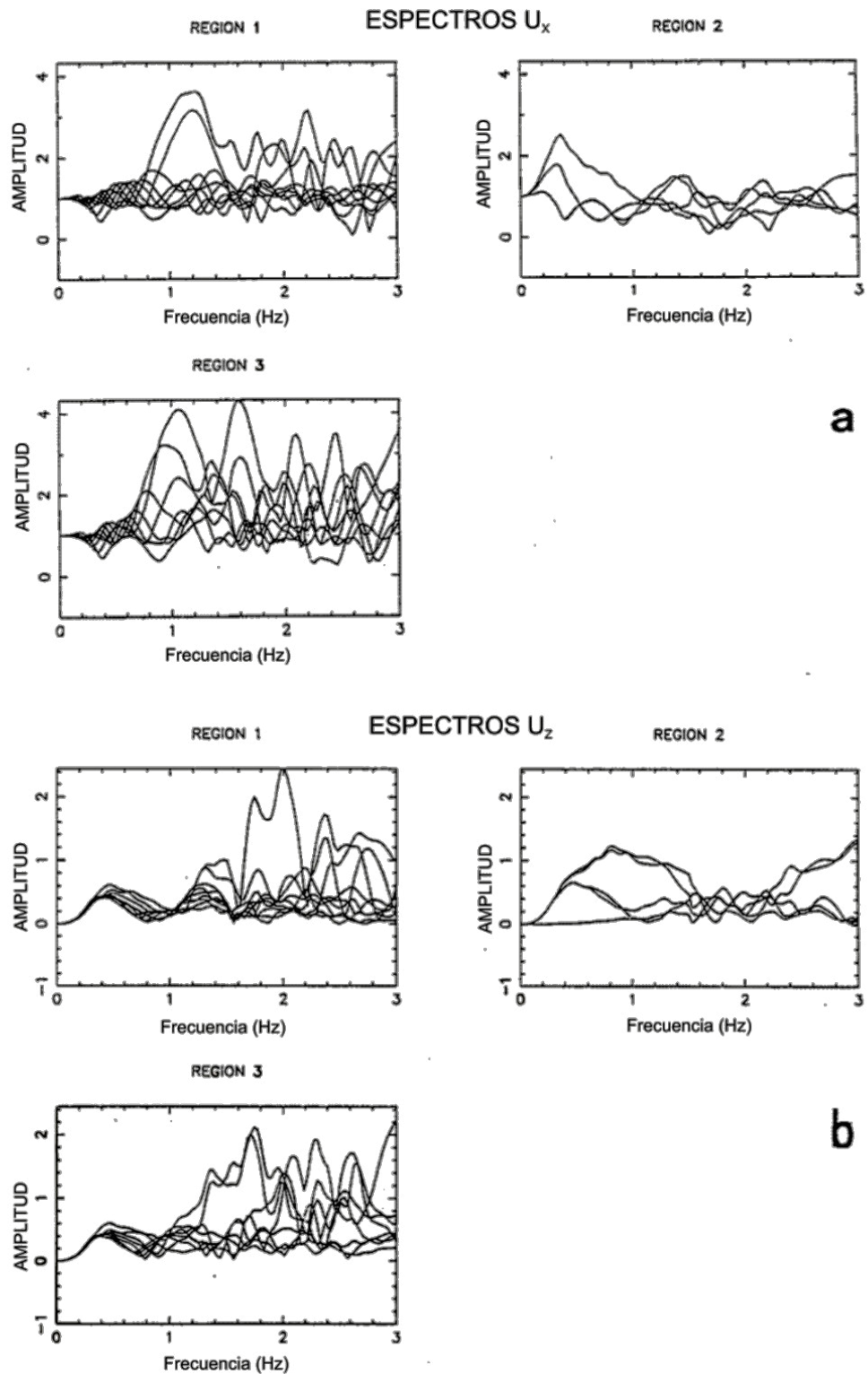


Figura 1.38 Respuesta en frecuencia para una onda SV incidente verticalmente, para las regiones 1,2 y 3, como en la Figura 1.37. (a) corresponde a las componentes U_x y (b) a las componentes U_z . Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

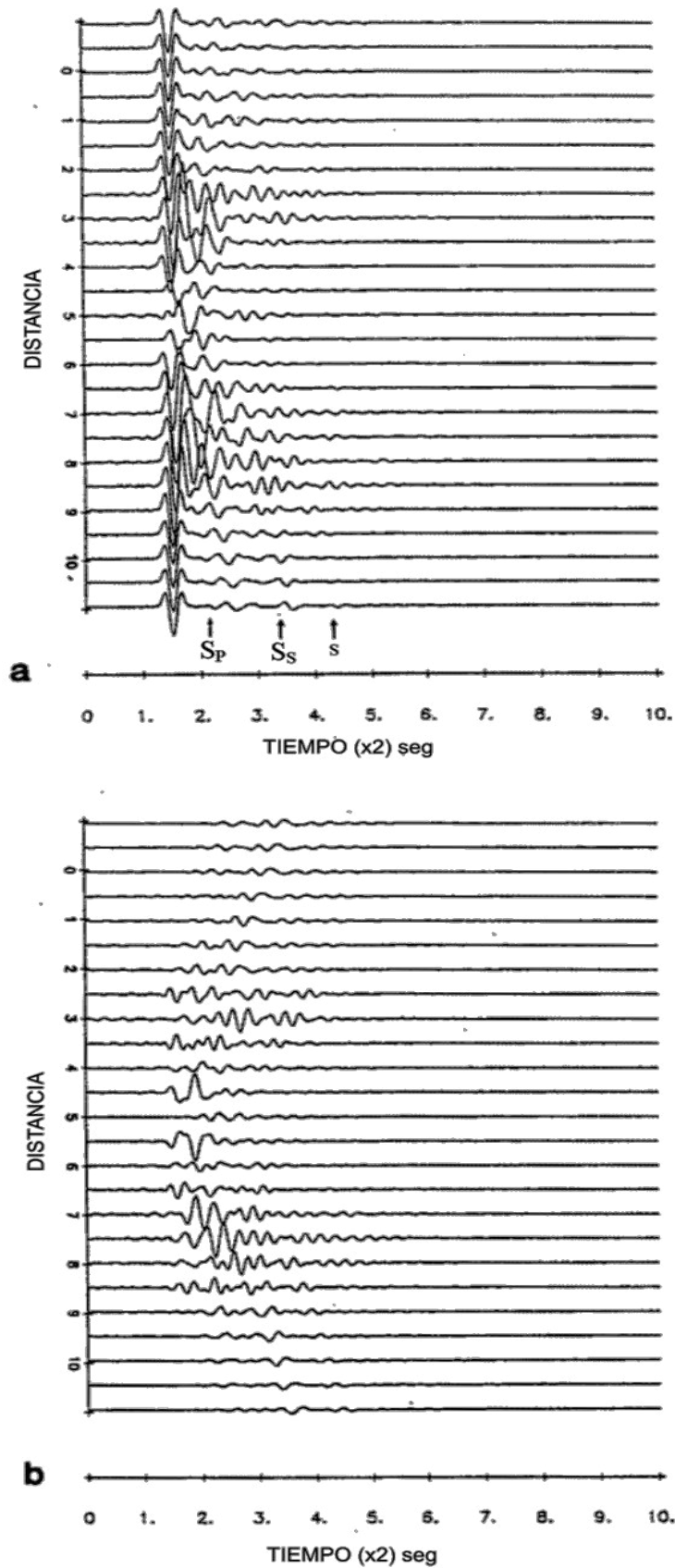


Figura 1.39 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda SV incidente verticalmente, para U_x (a) y U_z (b). La frecuencia pico de la ondícula de Ricker es 1.04 Hz. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

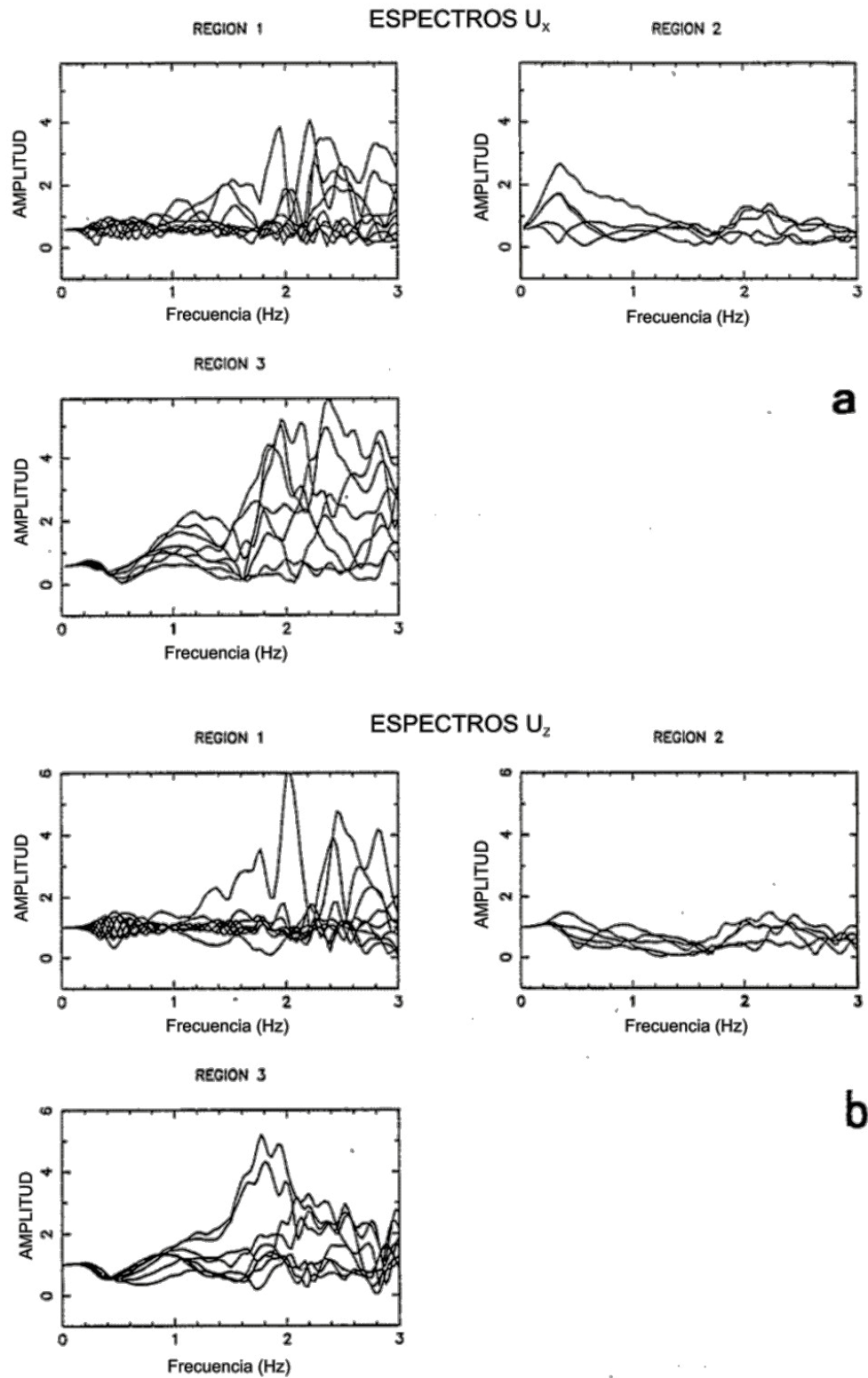


Figura 1.40 Respuesta en frecuencia para una onda incidente SV a 75° , (a) para U_x , (b) para U_z . Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

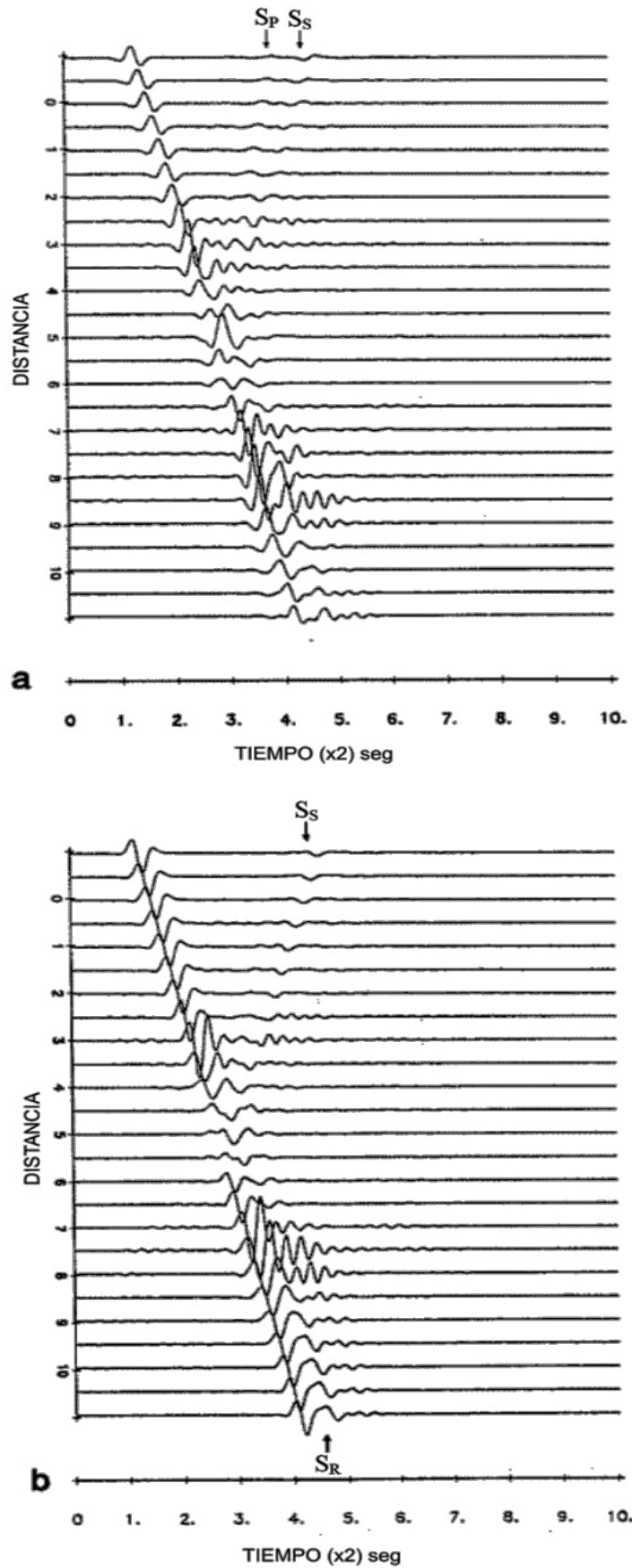


Figura 1.41 Respuesta en el dominio del tiempo para una onda incidente SV a 75° , para U_x (a) y U_z (b). Las primeras fases reflejadas/convertidas en la interface basamento-sedimento están bien identificadas para la región 1. En (a)

los arribos anteriores a la onda incidente en la región 3 corresponden a S para conversiones de P. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

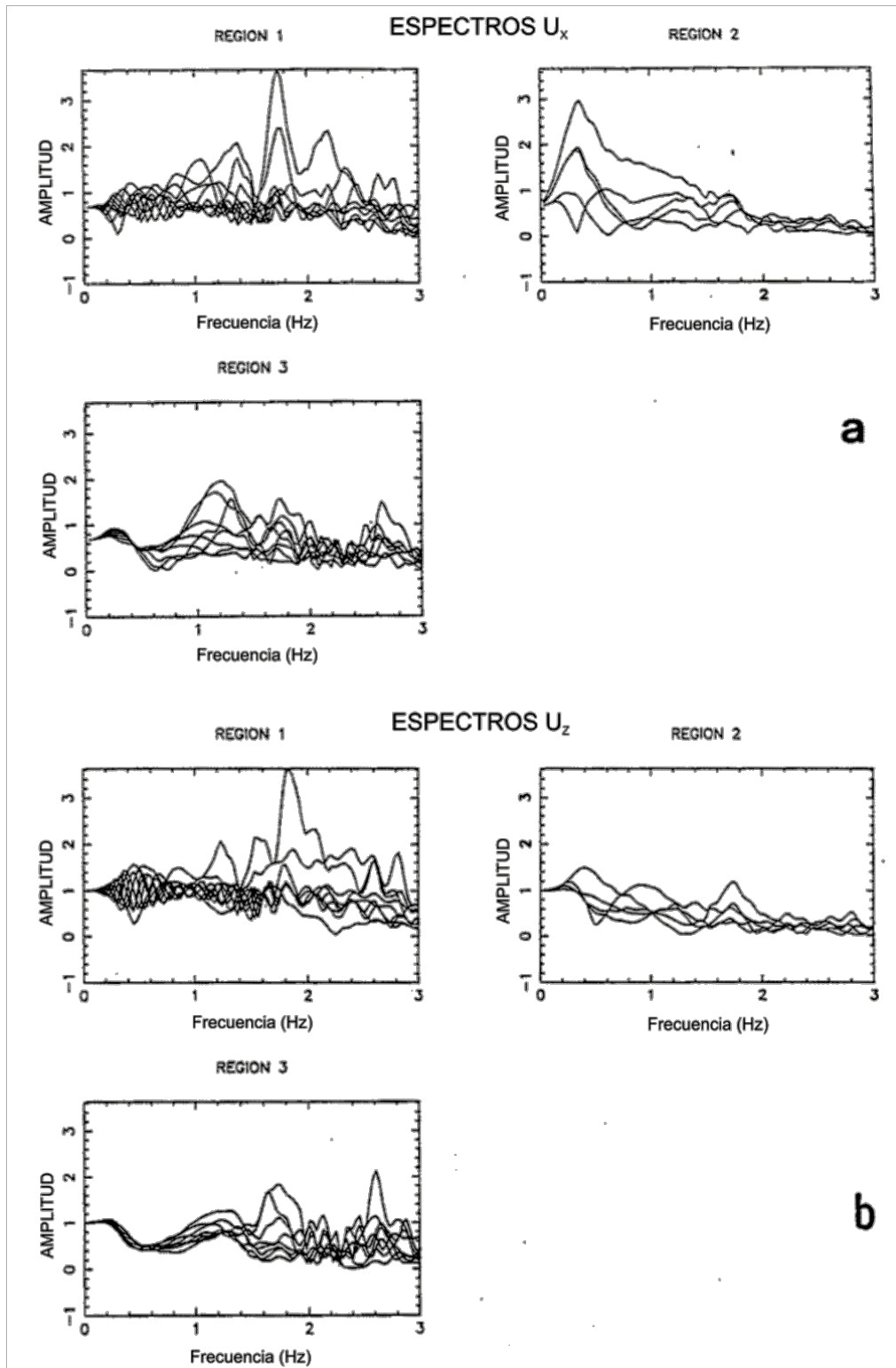


Figura 1.42 Respuesta en frecuencia para una onda Rayleigh incidente desde el lado izquierdo (90°) de la estratigrafía representada en la Figura 1.33, (a) para U_x , (b) para U_z . *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

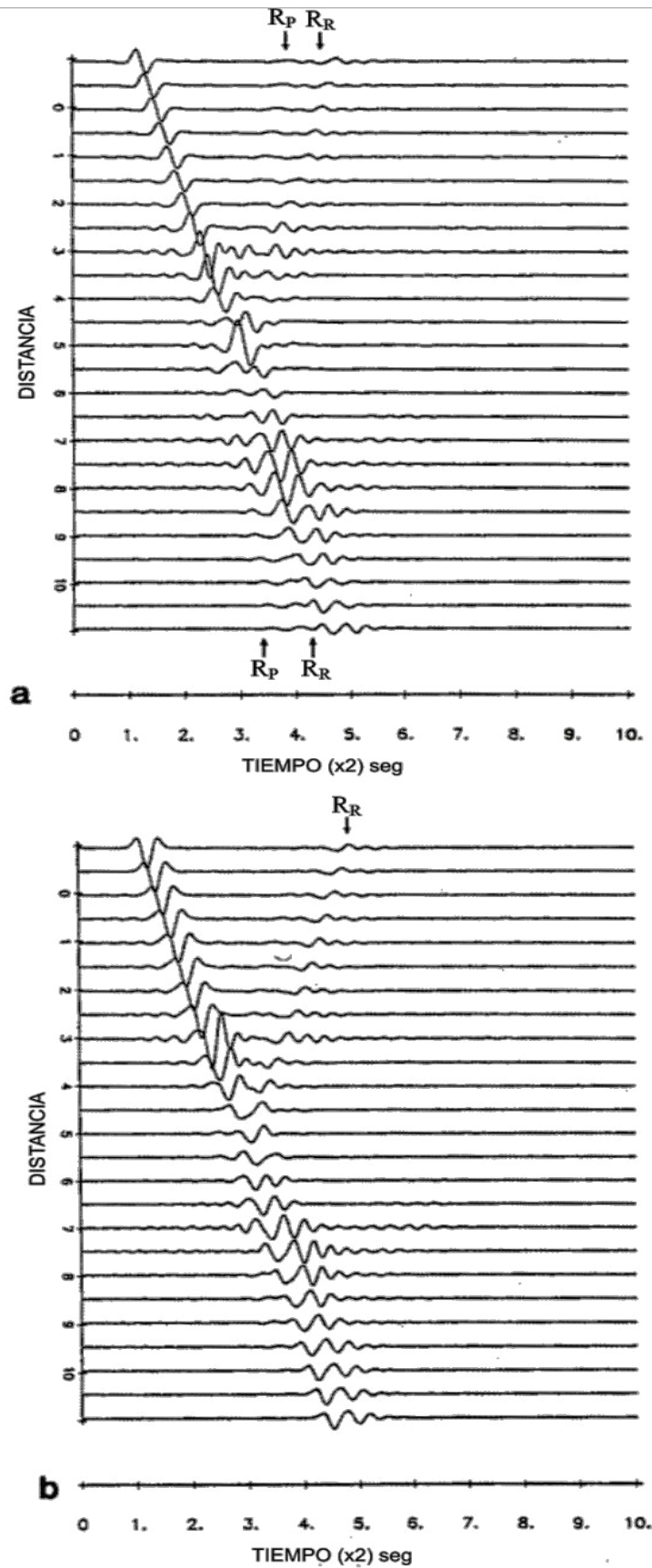


Figura 1.43 Respuesta en el dominio del tiempo para la onda Rayleigh descrita en la Figura 1.42, (a) para U_x , y (b) para U_z . La onda Rayleigh parece ser atenuada fuertemente desde $x=4.5$ km hacia la parte final de la geometría en la

región 3 (R_R). Las mayores amplitudes en la cima de la colina y en los valles debe ser debido a la interferencia constructiva con las ondas P dispersadas (R_P).
Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Los sismogramas en la Figura 1.39 (a) y (b) para la onda SV incidente verticalmente muestran que las ondas que se propagan lejos de las cuencas no presentan dispersión, como ocurrió en el caso de la incidencia P, sino que más bien muestran el cuerpo de ondas P y S convertidos/transmitidos en los bordes debido a la onda incidente, y al rebote múltiple de las ondas atrapadas dentro de las cuencas. Los sismogramas para la onda SV incidente a 75° (frecuencia pico de ondas de Ricker = 1.04 Hz) muestran un fuerte cuerpo de ondas S_p y S_s reflejados en la región 1 (ver Figura 1.41 (a)), mientras que la onda emergente desde la región 2 puede corresponder a una onda Rayleigh (S_r en la Figura 1.41 (b)). Las ondas Rayleigh incidentes sobre la región 1 reflejan ondas P débiles y Rayleigh fuertes, mientras que las ondas P y Rayleigh fuertes emergen de la región 2 (R_P y R_R en las Figuras 1.43 (a), (b)), donde R_P significa onda Rayleigh incidente convertida en la onda P, y así sucesivamente.

El cálculo de movimiento de suelo, hasta el momento, puede sugerir algunas preguntas acerca de la estimación de los factores de amplificación de cocientes espectrales utilizando ondas telesísmicas. Por ejemplo, si los factores de amplificación para la colina fueran a ser calculados a partir de cocientes espectrales con respecto a las estaciones en la región 1, los resultados dependen en gran medida de la localización de referencia. Por ejemplo, tomemos el caso de la onda SV incidente verticalmente, en la Figura 1.38 (b); en el rango de frecuencias de 2 a 3 Hz, las estaciones en el borde y fuera de la cuenca, que presumiblemente están dominados por la onda incidente en lugar de los efectos de la cuenca, produce espectros planos con valores que varían de aproximadamente 0.2 a 0.1. Para la parte superior de la colina, cuyos valores de amplificación varían de aproximadamente 1 a 2.8, los cocientes espectrales producen factores para el movimiento vertical entre 5 y 28. Tenga en cuenta que esto va a ocurrir incluso si el espectro de referencia se suaviza. Claramente, el problema se reduce a la identificación ya sea del contenido de frecuencia de la fuente, en cuyo caso fuentes de campo cercano a medio pueden ser más apropiados, o utilizar una ventana grande de tiempo de los sismogramas, que

puede tener la desventaja de la contaminación por otros efectos de sitio cercanos. Por otra parte, las ondas telesísmicas pueden ser convenientes para la situación inversa; es decir, cuando los factores de amplificación de las cuencas fueran a ser encontrados de los cocientes espectrales usando la colina (afloramiento) como referencia. La razón se debe a que, como se observa en los cálculos hasta ahora, y en los modelos de colina revisados anteriormente, la respuesta de una colina sobre un semi-espacio no es fuertemente afectada por heterogeneidades fuera de ella. En otras palabras, la variabilidad de la respuesta sobre una colina aislada (en los lados y en la parte superior) no cambia drásticamente en presencia de otras características estratigráficas alrededor de ella. Teniendo uno de estos sismogramas como referencia, los efectos de la colina pueden ser modelados fácilmente y removidos de los datos, produciendo un sismograma que refleja la fuente y/o los efectos de trayectoria con mayor precisión.

En el siguiente caso se abordan algunos ejemplos sobre los efectos de las heterogeneidades dentro de la colina.

Caso 2

En este caso, la geometría del problema (ver Figura 1.44) es exactamente el mismo que para el Caso 1, pero la velocidad de la onda S de la base rocosa varía a lo largo del rango espacial y con la profundidad, tal que su valor en un punto $x = 5$ km de referencia, $z = 2.5$ km es $\beta = 3$ km/s. Las líneas de contorno a través de puntos de la base rocosa no homogénea que tienen las mismas velocidades de la onda S se representan en la Figura 1.44. Se restringe el análisis para el caso de la onda SH incidente. Los efectos introducidos por la no homogeneidad de la velocidad de la onda S son muy fuertes tanto en los dominios de frecuencia como en el tiempo, pero no drásticos. Esto puede ser al hecho de que la densidad y la velocidad de la onda S de la base rocosa de la parte inferior de las cuencas siguen siendo las mismas que las de la parte superior de la colina, de modo que el contraste de impedancia a lo largo de los límites de las cuencas y la base rocosa sigue siendo la misma que en el Caso 1. La velocidad en los puntos más profundos en la base rocosa se incrementa, introduciendo el efecto de focalización en la energía sísmica incidente.

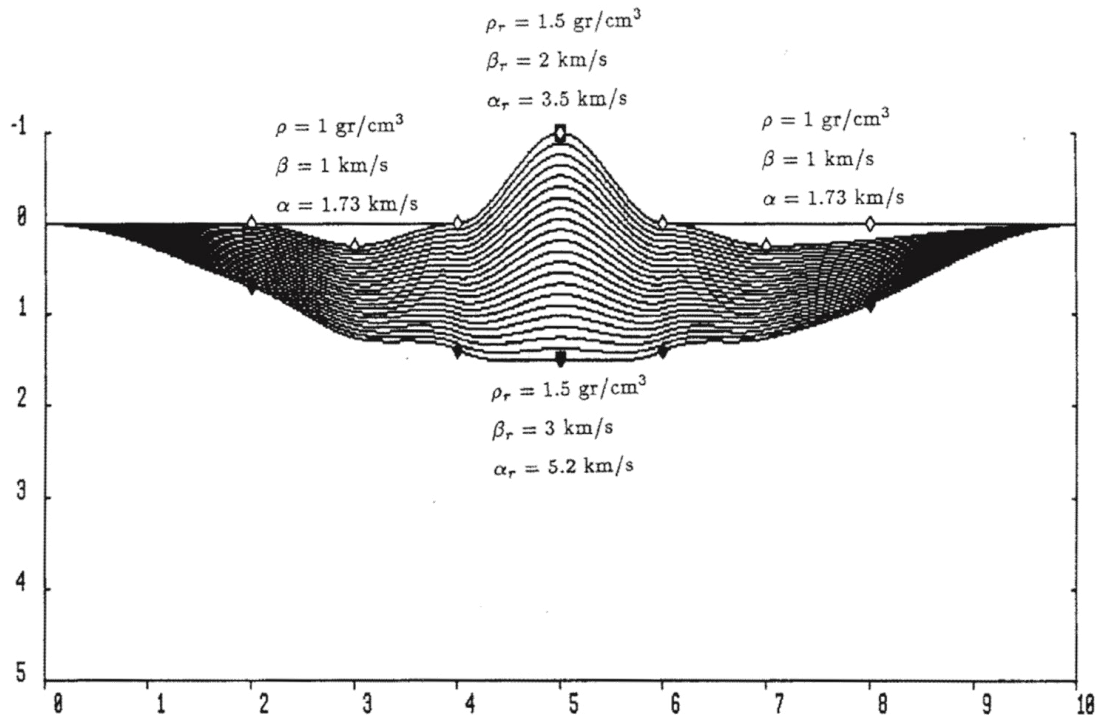


Figura 1.44 Modelo del Caso 2. La geometría es idéntica al del Caso 1, pero en este caso la velocidad de ondas S en el basamento β_r es variable. La curva que pasa a través de $x = 5$ km y $z = 2.5$ km marcado con diamantes negros define una frontera arbitraria artificial separando la región donde β_r varía, de la región (semi-espacio) donde β_r es constante con valor de 3 km/s. No hay un contraste de impedancia a lo largo de esta frontera. En la superficie libre y a lo largo de las interfaces del basamento con los dos valles β_r tiene los mismos valores que en la cima de la colina. La velocidad de las ondas S del medio entre la superficie libre fuera de los valles y la frontera artificial con el semi-espacio está muestreado por splines cúbicos. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Comparando la respuesta con su correspondiente caso homogéneo (ver Figura 1.34) y con referencia a la Figura 1.45, y al Cuadro 1.5, los valores de su máxima amplitud, frecuencia y posición son 13.6, 1.8 Hz y 3.5 km, respectivamente. La variación con la frecuencia de la respuesta en la colina es menor en este caso; la estación derecha en la parte superior llega a ser casi indistinguible de las demás. La variación de la respuesta en las cuencas permanece casi invariante con respecto al caso homogéneo, excepto que las resonancias están bien definidas y las amplitudes más grandes, siendo hasta 14 para la cuenca en la Región 1. Los sismogramas sintéticos en la Figura 1.46 muestran que los pulsos dentro de las cuencas aparecen fuertemente amplificados, por un factor de 2, con respecto a los correspondientes registros en el Caso 1 (ver Figura 1.35). Los sismogramas son de mayor contenido de

frecuencia que aquellos para el caso homogéneo (por ejemplo, comparar los registros en 2, 2.5, 8, 8.5 km) y de mayor duración.

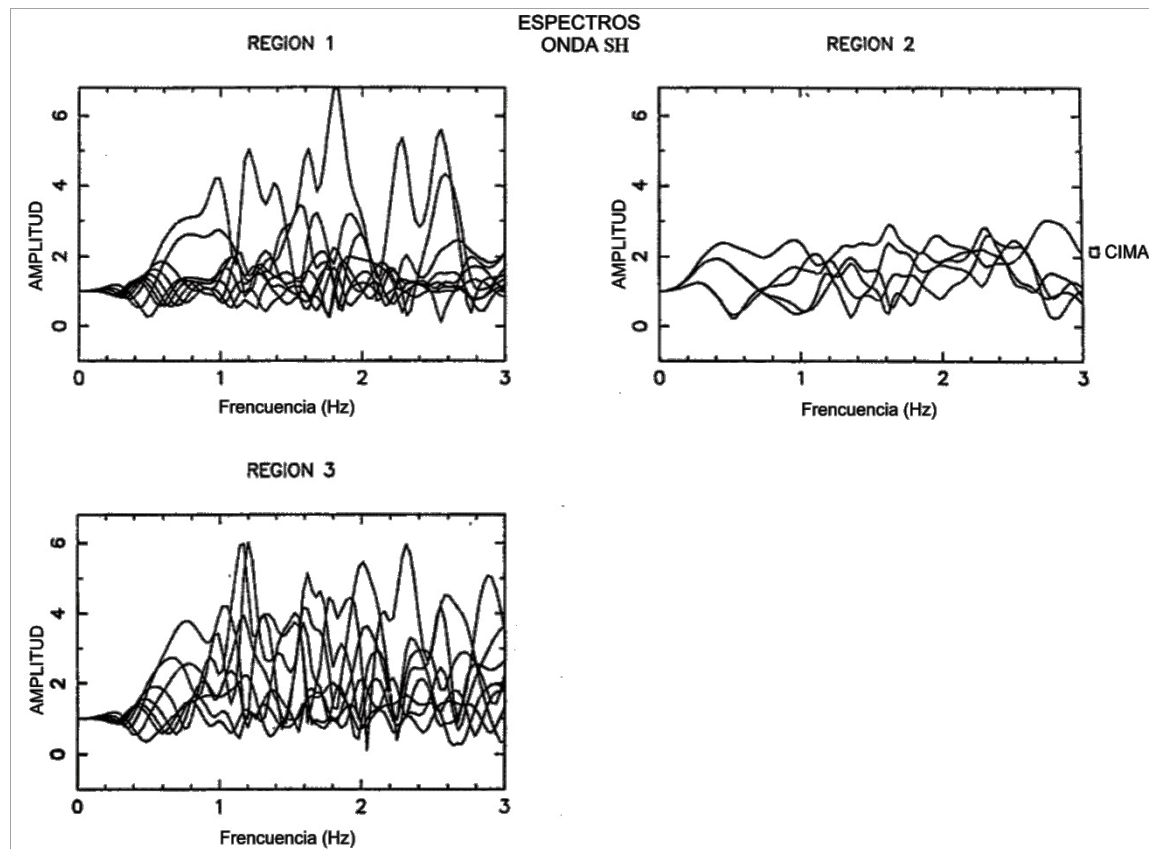


Figura 1.45 Respuesta en frecuencia de la estratigrafía representada en la Figura 1.44 para una onda SH incidente verticalmente. Las regiones 1, 2 y 3 están definidas en la Figura 1.34, y los valores están divididos por 2, es decir, normalizados con respecto a la respuesta en el semi-espacio sin la estratigrafía. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

En general, parece que el efecto de no homogeneidad de la velocidad de la onda S aumenta las resonancias en las cuencas, sin cambiar ni las posiciones ni las frecuencias de las máximas amplitudes. Los sismogramas en las estaciones fuera de las cuencas, en el semi-espacio, muestran los arribos (con flechas) de las primeras ondas reflejadas en los límites de la base rocosa de la cuenca, y de las ondas que se propagan horizontalmente desde la colina a lo largo de las cuencas, en tiempos anteriores que los correspondientes al caso de la velocidad de la onda S homogénea. Además, un tren de fases de formas de onda similares, pero de amplitudes en decaimiento llega a intervalos de aproximadamente un segundo. Estas fases no se observan en el caso de la velocidad de la onda S homogénea, y se deben a rebotes

múltiples en el medio no homogéneo cerca de la superficie. En la parte superior de la colina el pulso incidente es amplificado por un factor de aproximadamente 2.7, ligeramente más alto de lo que era en el caso homogéneo. El sismograma muestra la llegada de ondas retro-dispersadas en las cuencas con mayor claridad que en el caso homogéneo, aunque sigue siendo de corta duración. La respuesta a una onda SH horizontalmente incidente en $+ 90^\circ$ se muestra en la Figura 1.47. Las amplitudes sobre la colina son aproximadamente las mismas que las de incidencia vertical, presentando similar variación con la frecuencia. Por otra parte, las amplitudes son significativamente más grandes en todas las estaciones dentro de las cuencas, de hasta 20.6 para 1.77 Hz, en $x = 3.5$ km en la Región 1. Los sismogramas correspondientes en la Figura 1.48 muestran una ligera amplificación de la onda incidente en la parte superior de la colina, de alrededor de 1.3 veces, mostrando una distorsión significativa de la onda en comparación con la incidencia vertical. Los sismogramas en las cuencas muestran resonancia, con amplitudes de pico a pico entre tres y cuatro veces más grande que la onda incidente en $x = 3$ km en la región 1, y en $x = 7.0$ km y $x = 7.5$ km en la región 3.

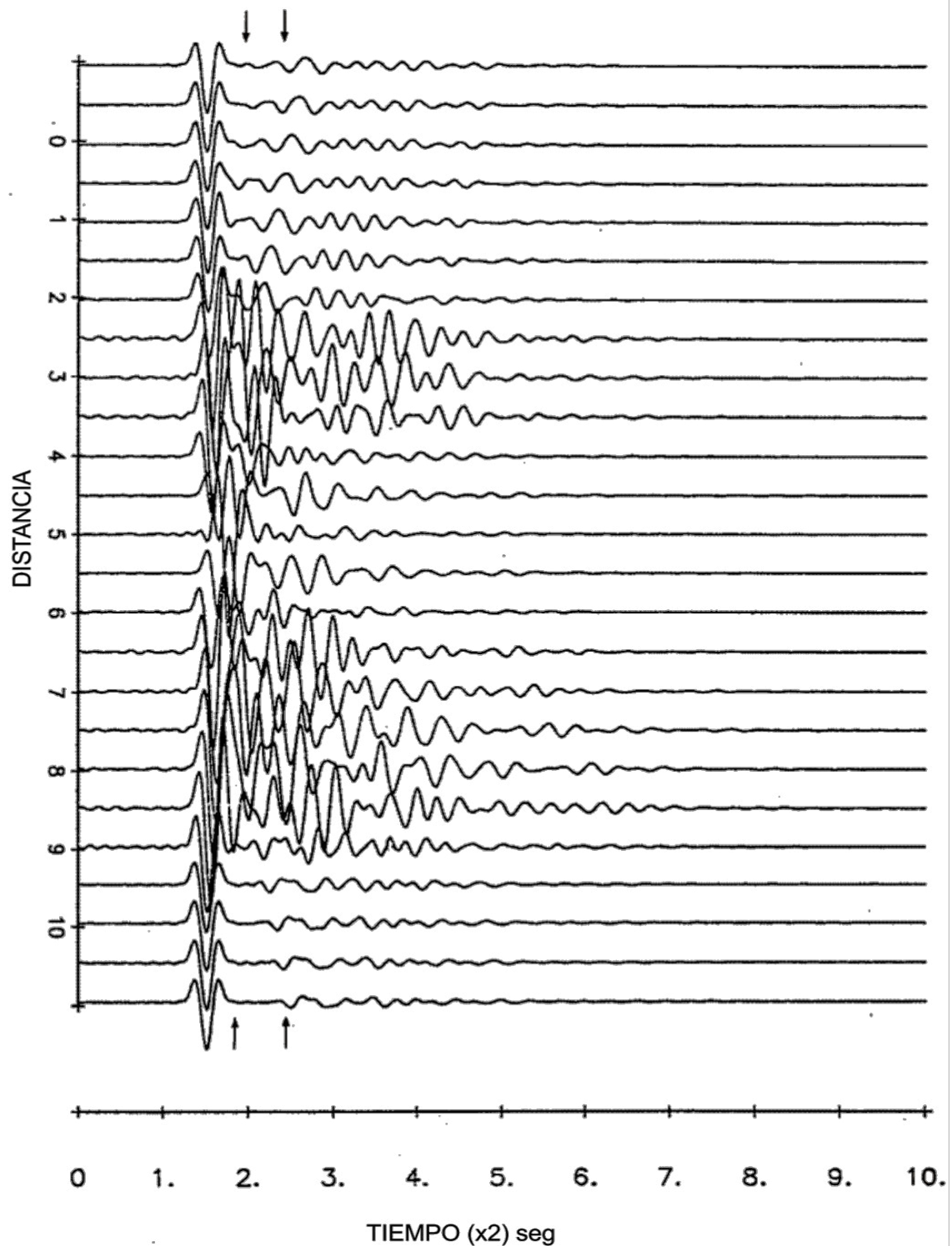


Figura 1.46 Respuesta en el dominio del tiempo de la estratigrafía representada en la Figura 1.44 para una onda SH incidente verticalmente. La distribución de los trazos es idéntica para el caso de la Figura 1.35, y la frecuencia pico de ondicula de Ricker es 1.5 Hz. Las flechas indican las fases reflejadas, que parecen arribar en tiempos más cortos que los del caso homogéneo (ver Figura 1.35). Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

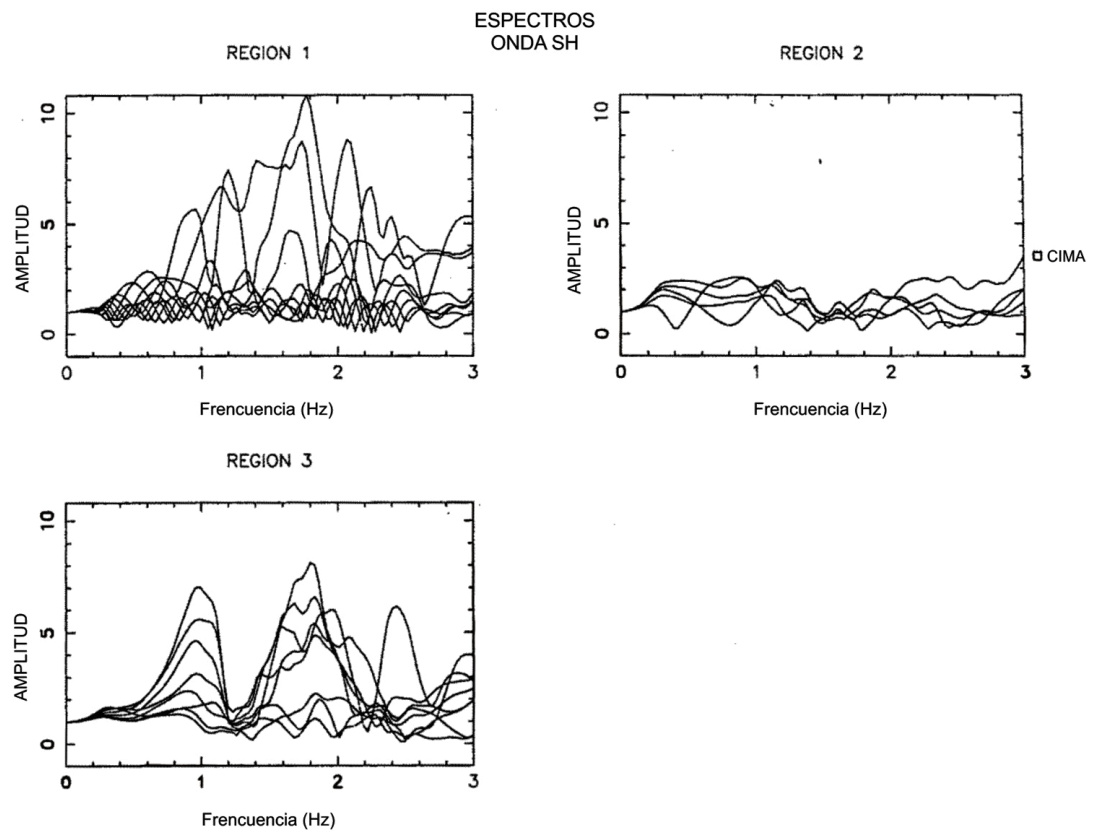


Figura 1.47 Respuesta en frecuencias de la estratigrafía presentada en la **Figura 1.44** para una onda SH incidente horizontalmente (en 90°). Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

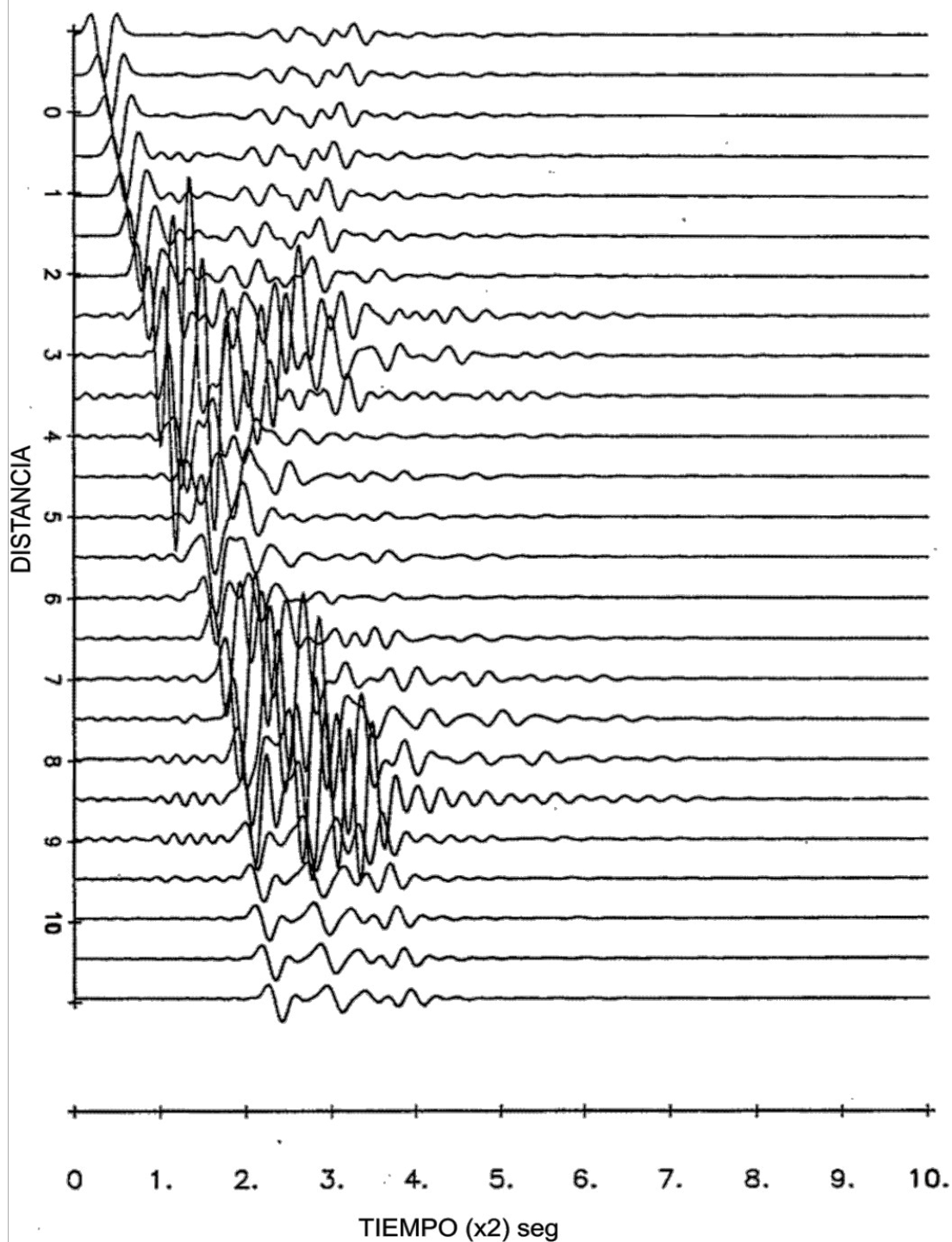
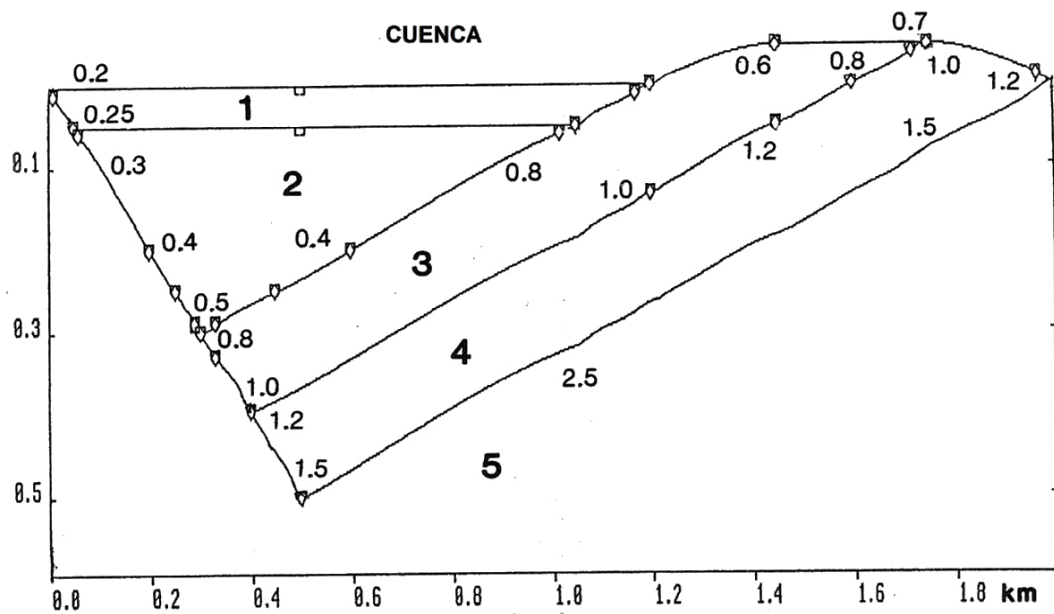


Figura 1.48 Respuesta en el dominio del tiempo para la onda SH incidente horizontalmente descrita en la Figura 1.47. Los arribos aparentes no reales son distorsiones debido al efecto envolvente relacionado con la periodicidad de FFT, debido a la escasa frecuencia de muestreo para tener en cuenta de las grandes amplitudes observadas en los valles. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Caso 3

Haciendo referencia a la Figura 1.49. Considerando una colina formada por dos capas irregulares de gravas inmersas dentro de una cuenca sedimentaria. Toda la geometría se extiende sobre 2 km, con una profundidad máxima de 500 m. La colina se eleva 100 metros sobre la superficie libre plana. La estratigrafía está formada por cuatro capas enumeradas de 1 a 4, sobre un semi-espacio (base rocosa), enumerado 5; con todas las capas mostrando propiedades de materiales no homogéneos como se indica en los lados del modelo en la Figura 1.49. El símbolo Q mide el factor de calidad, que se ingresa en el modelo para ambas ondas P y S. Como ejemplo, la Figura 1.50 muestra las curvas de nivel correspondientes a las variaciones de las velocidades de la onda S entre 0.2 km/s y 0.25 km/s en la capa 1, y 1.2 km/s y 1.5 km/s en la capa 4.

Los cálculos del movimiento del suelo para las ondas planas SH, P y SV incidentes verticalmente se muestran en la Figura 1.51, normalizada a la respuesta del semi-espacio superficial plano libre sin la cuenca, y para una sola frecuencia de entrada de 2.5 Hz. El movimiento también fue calculado a lo largo de 1 km de la superficie plana libre extendiéndose sobre cada lado de la cuenca, para considerar la onda incidente más las ondas reflejadas/transmitidas lejos del modelo. La máxima amplitud del movimiento sobre la colina es menor que 4, o dos veces la amplitud de entrada. Para P incidente no hay amplificación para la componente horizontal U_x , a pesar de la irregularidad del medio. Las Figuras 1.52 (a) y (b) muestran el movimiento de suelo para 60° de incidencia y para ondas SH y Rayleigh incidente en $\pm 90^\circ$, respectivamente.



	β	α	ρ	Q
1	0.2	1.0	1.5	5
	0.23	1.25	1.75	6.67
2	0.25	1.5	2.0	10
	0.3	1.6	2.05	11.11
	0.4	1.8	2.15	14.28
	0.5	2.0	2.25	20
3	0.6	2.1	2.3	22.22
	0.7	2.2	2.35	25
	0.8	2.3	2.4	28.57
	1.0	2.5	2.5	40
4	1.0	2.5	2.5	40
	1.2	2.7	2.55	50
	1.5	3	2.62	80
5	2.5	4.5	2.75	∞

Figura 1.49 Estratigrafía para el valle y la colina del Caso 3. El modelo se extiende desde 0 a 2 km. Las capas de grava 3 y 4 están inclinadas, formando una colina que se eleva 100 m por encima del nivel de la superficie libre ($z=0$ m). La interface entre el basamento y con las capas de grava y sedimentos es casi de forma triangular. Todas las 4 capas son de propiedades de material no-homogéneo. Los valores de densidad ρ , velocidades de S y P, β y α respectivamente, y el factor de atenuación Q (igual para las ondas S y P) están listados en los lados del modelo. Los valores de los parámetros elásticos para cada capa están especificados en puntos marcados con diamantes en blanco inscritos en semi-cuadrados. Por ejemplo, en esta figura los valores de la onda S en esos puntos están indicados explícitamente. Los valores en los puntos intermedios están muestreados por splines cúbicos. Los valores de los parámetros elásticos para el semi-espacio son constantes, como están listados,

sin atenuación para la onda S y la onda P ($Q \rightarrow \infty$). Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

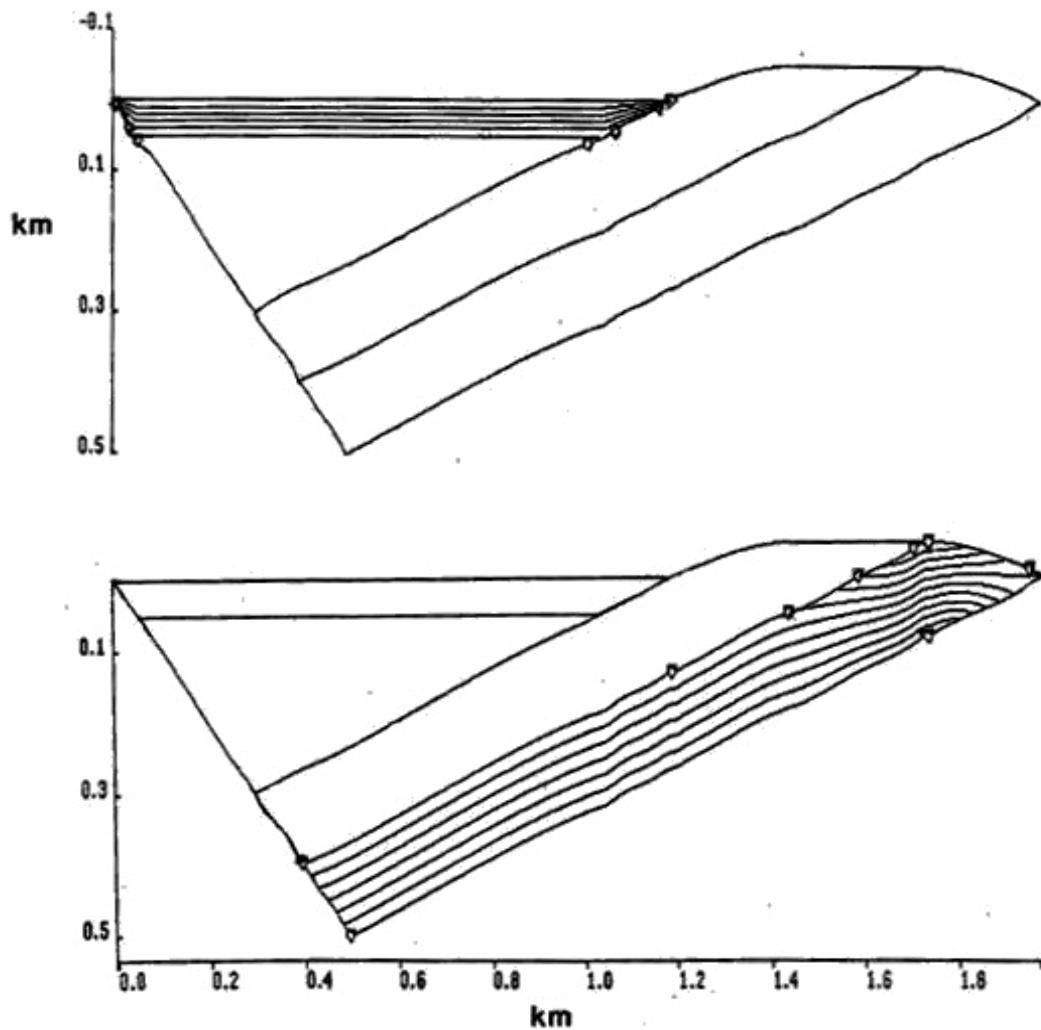


Figura 1.50 Líneas de velocidad de ondas S constantes en la capa 1 (capa superior) y en la capa 4 (capa inferior) determinado por splines cúbicos, de la estratigrafía representada en la Figura 1.49. Como un ejemplo, se graficaron 5 trazos en la capa 1 y 9 trazos en la capa 4. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

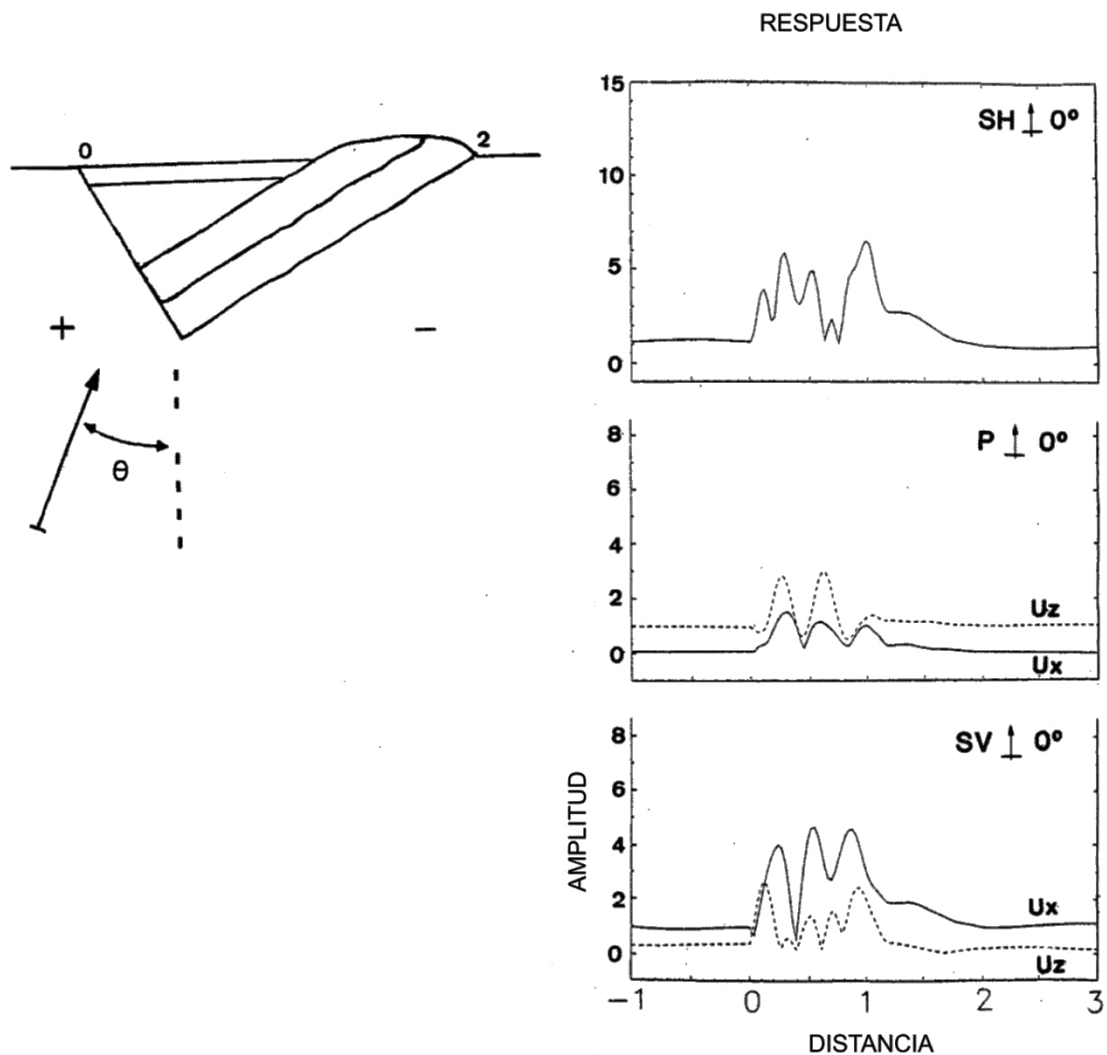


Figura 1.51 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo para la estratigrafía representada en la Figura 1.49 para ondas SH, P y SV incidentes verticalmente. En todos los casos la frecuencia de entrada es 2.5 Hz. En general, el ángulo de incidencia θ es medido en sentido horario con respecto con la vertical (izquierda superior). Las amplitudes son normalizadas con respecto a la respuesta del semi-espacio sin la estratigrafía (factor de 2). U_x (línea entera) y U_z (línea punteada) corresponden a las componentes horizontal y vertical de movimiento, respectivamente. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

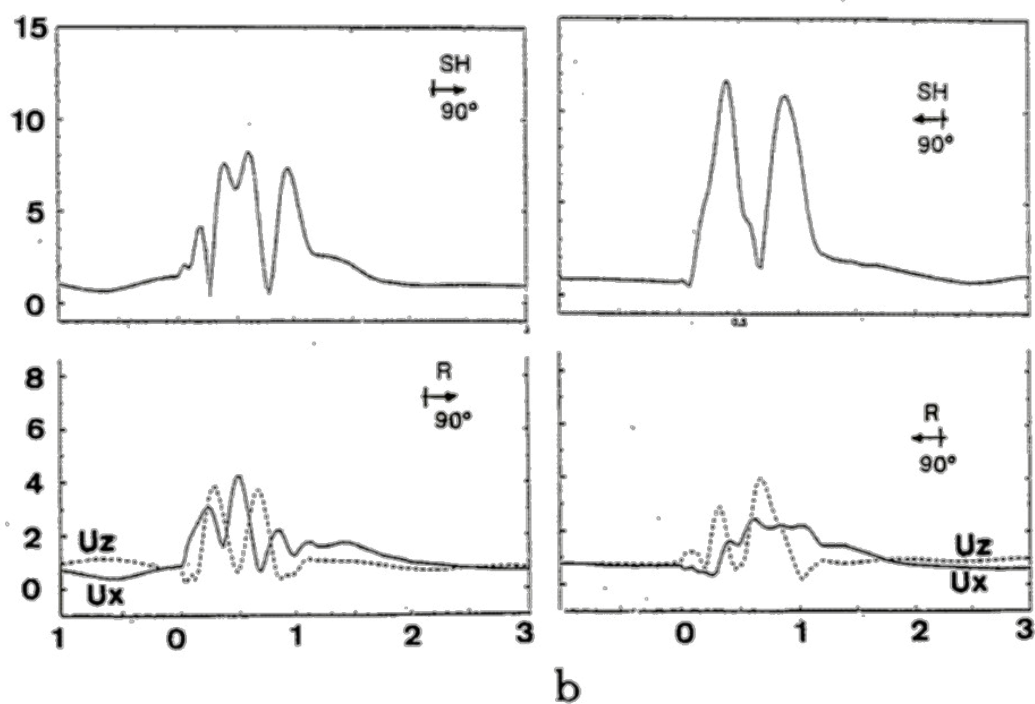
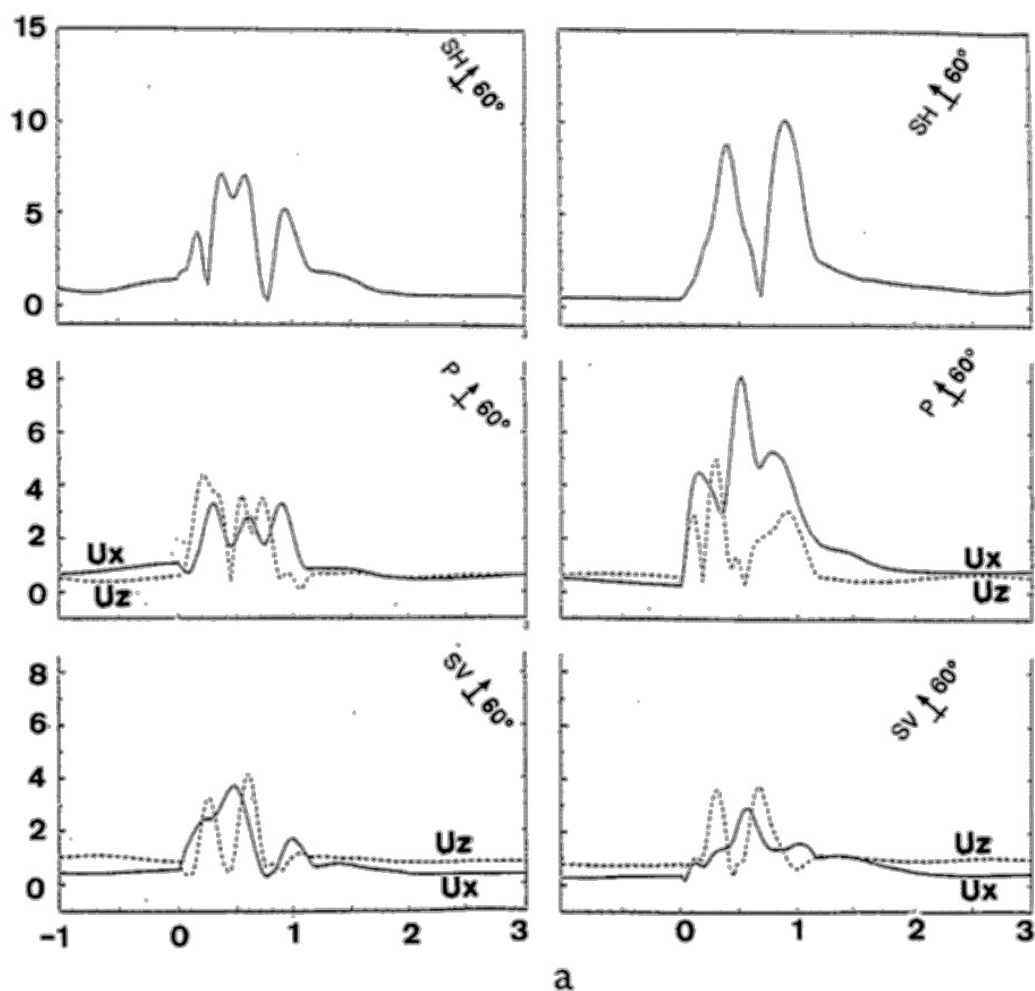


Figura 1.52 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo para (a) ondas incidentes SH, P y SV con ángulo $\theta=60^\circ$, (b) para ondas SH y R (Rayleigh)

incidentes horizontalmente $\theta = \pm 90^\circ$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

En general, el movimiento en la colina es significativamente menor que el de los depósitos horizontales para todas las ondas incidentes consideradas, y altas amplitudes de hasta 24 (2x12) se producen en las estaciones en los sedimentos cerca del borde izquierdo de la cuenca y cerca de la base de la colina, para las ondas SH en incidencias horizontales. Para estos casos la respuesta de frecuencia es calculada en un total de nueve estaciones, distribuidas de la siguiente manera: tres alejadas de la cuenca, hacia la izquierda, tres dentro de la cuenca, a 0.2 km, 1.0 km y 1.8 km, estaciones marcadas 1, 2, 3 respectivamente, y tres alejadas de la cuenca hacia la derecha. Los resultados se muestran en la Figura 1.53, para ángulos de incidencia $+90^\circ$ (arriba) y -90° (abajo).

Los espectros se dan para un rango de frecuencia 0 a 4.78 Hz. Este último valor corresponde a una longitud de onda λ de entrada = 0.52 km en la base rocosa ($\beta = 2.5$ km/s), que a su vez corresponde a cuatro longitudes de onda dentro del rango. En la superficie sobre los sedimentos ($\beta = 0.2$ km/s) que es equivalente a 47 longitudes de onda, y sobre la colina ($\beta = 0.7$ km/s) a 4 longitudes de onda, a lo largo del rango. Sólo las respuestas dentro de la cuenca están identificadas, como se indica en la parte superior derecha de la figura, debido a su gran variabilidad de la frecuencia. La máxima amplitud se produce en la estación 2, de hasta 20 (2x10), para $f = 0.32$ Hz, y para -90° de incidencia. La agudeza del pico sugiere resonancia debido a las ondas que se propagan a través de las regiones de baja atenuación en el medio. En la misma frecuencia las respuestas de las estaciones alejadas de la cuenca a la izquierda, y la respuesta de la estación 3 (en la colina) son mucho menores que la máxima amplitud, lo que implica que la resonancia se produce principalmente dentro del depósito horizontal de sedimentos (capas 1 y 2 en la Figura 1.49). La correspondiente longitud de onda es 0.625 km en la superficie, o cerca de una mitad del tamaño de la capa 1, sugiriendo que la resonancia se debe principalmente a las ondas que se propagan horizontalmente dentro de ella.

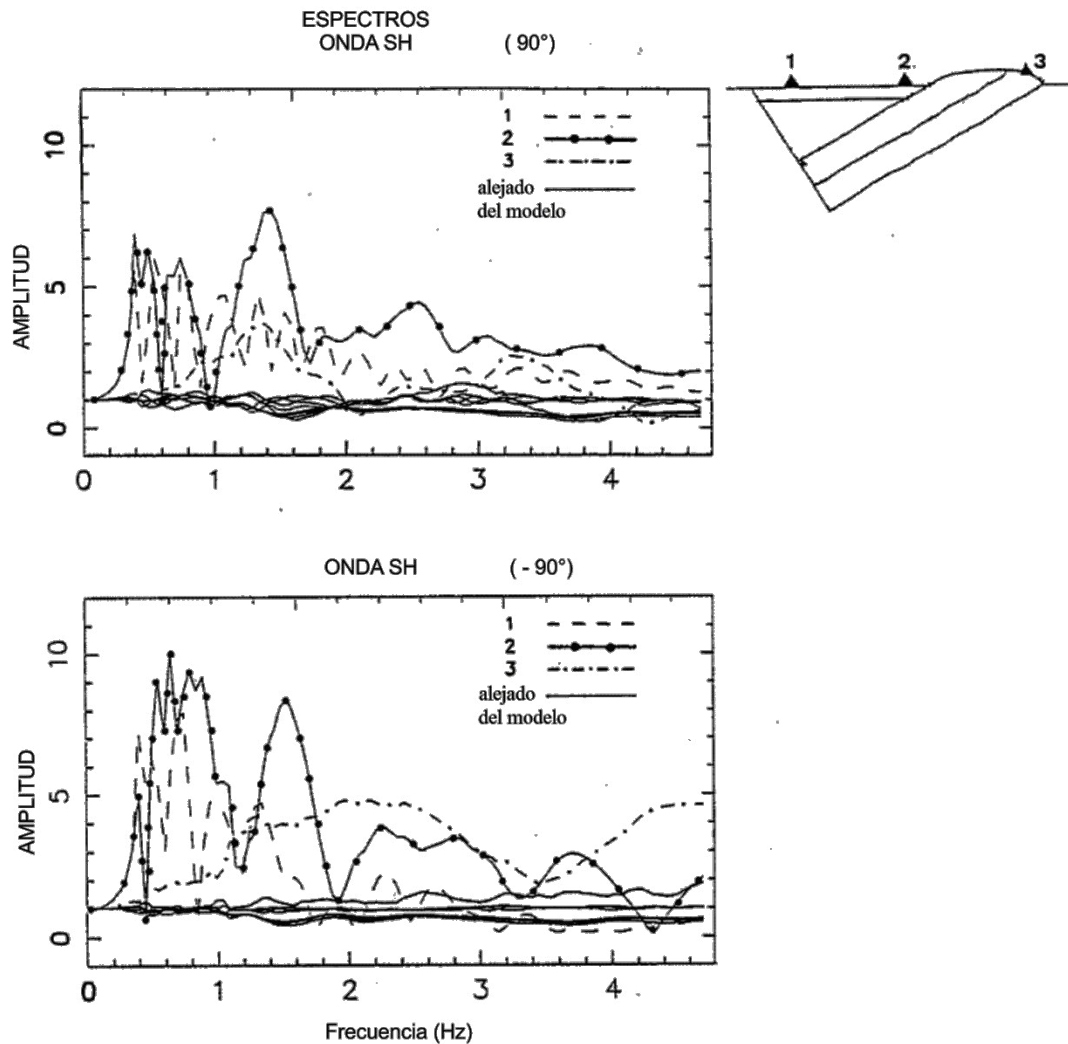


Figura 1.53 Respuestas en frecuencia para ondas SH incidentes horizontalmente $\theta = \pm 90^\circ$ en los tres puntos de registro, o estaciones, para la estratigrafía representada en la Figura 1.49. Estas estaciones, etiquetadas como 1, 2 y 3 (derecha superior), están localizadas en la superficie libre cerca al extremo izquierdo del valle, en el centro del valle cerca a la base superficial de la colina, y en la colina, respectivamente. Las respuestas son calculadas para un máximo de 4.78 Hz para cada estación, mostrándose como la línea discontinua para la estación 1, línea entera con puntos para la estación 2 y línea de trazos y puntos para la estación 3. Las respuestas también son calculadas en 6 estaciones alejadas del valle (tres en cada lado) mostradas por líneas enteras. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

La respuesta de la cuenca a una onda Rayleigh incidente (semi-espacio) a $+90^\circ$ se muestra en la Figura 1.54, para un máximo de 1.6 Hz. Como en el caso anterior, las amplitudes máximas son más grandes en la estación 2 que las de cualquier otra estación, para ambas componentes de movimiento. No se observan picos agudos, y las frecuencias de las dos amplitudes más altas son alrededor de 0.50 Hz y 0.64 Hz, respectivamente. En ambos ejemplos las respuestas de la colina producen espectros

planos con amplitudes bajas y, en general, su carácter es similar al de las respuestas de las colinas descritas en la sección anterior.

Para ilustrar la complejidad de la propagación de la onda para este Caso 3, Benites and Haines (1994) calcularon sismogramas sintéticos para todas las ondas incidentes mencionadas anteriormente, y para 120 receptores en la superficie, abarcando 2 km del semi-espacio en cada lado de la cuenca (un total de 6 km). Estos se muestran en la Figura 1.55 (a)-(d). En general, la característica común en todas las secciones de sismogramas es que el movimiento se concentra principalmente entre 0 y 1.2 km, es decir en la parte de la cuenca entre el borde izquierdo y la base de la colina. En comparación, el movimiento sobre la colina (de 1.2 km hasta 2 km) es pequeño y de corta duración. A partir de estas figuras, se discutirá la dependencia del tiempo de respuesta en el tipo de onda incidente y el ángulo de incidencia. En el caso de una onda P incidente verticalmente (ver Figura 1.55(a)) las ondas reflejadas/convertidas en la parte inferior de la cuenca en la base rocosa llegan con amplitudes insignificantes a las estaciones fuera de la cuenca. Dentro de la cuenca, entre el borde izquierdo y la base de la colina, el movimiento parece estar dominado por las ondas de cuerpo que viajan en direcciones opuestas durante los primeros segundos después de la llegada de la onda incidente ($t \sim 4.5 \times 2 = 9 \text{ seg.}$ en la figura). Después del 9^{no} segundo el movimiento se vuelve más coherente; todas las estaciones dentro de ese rango presentan aproximadamente la misma amplitud de componente horizontal (U_x). La componente vertical (U_z) parece cancelarse en varias estaciones después de 10 segundos, pero presentando similar patrón coherente. Los tiempos de recorrido para ambas componentes sugieren que las velocidades de las ondas que se desplazan hacia atrás y hacia delante para la componente vertical son más lentas que las de la horizontal. Una onda SV incidente verticalmente, es decir, con movimiento de las partículas polarizado a lo largo de la dirección X (ver Figura 1.55(a), la parte inferior) es fuertemente atenuado en las estaciones a lo largo de la cuenca, pero genera ondas de cuerpo de amplitudes alrededor de cuatro veces más grandes que aquellas para una onda P incidente durante los primeros ocho segundos después de su llegada. Las ondas generadas hacia la base de la colina son de amplitudes significativamente mayores que las generadas en el borde izquierdo de la cuenca, en particular para la componente horizontal (hasta 3 veces).

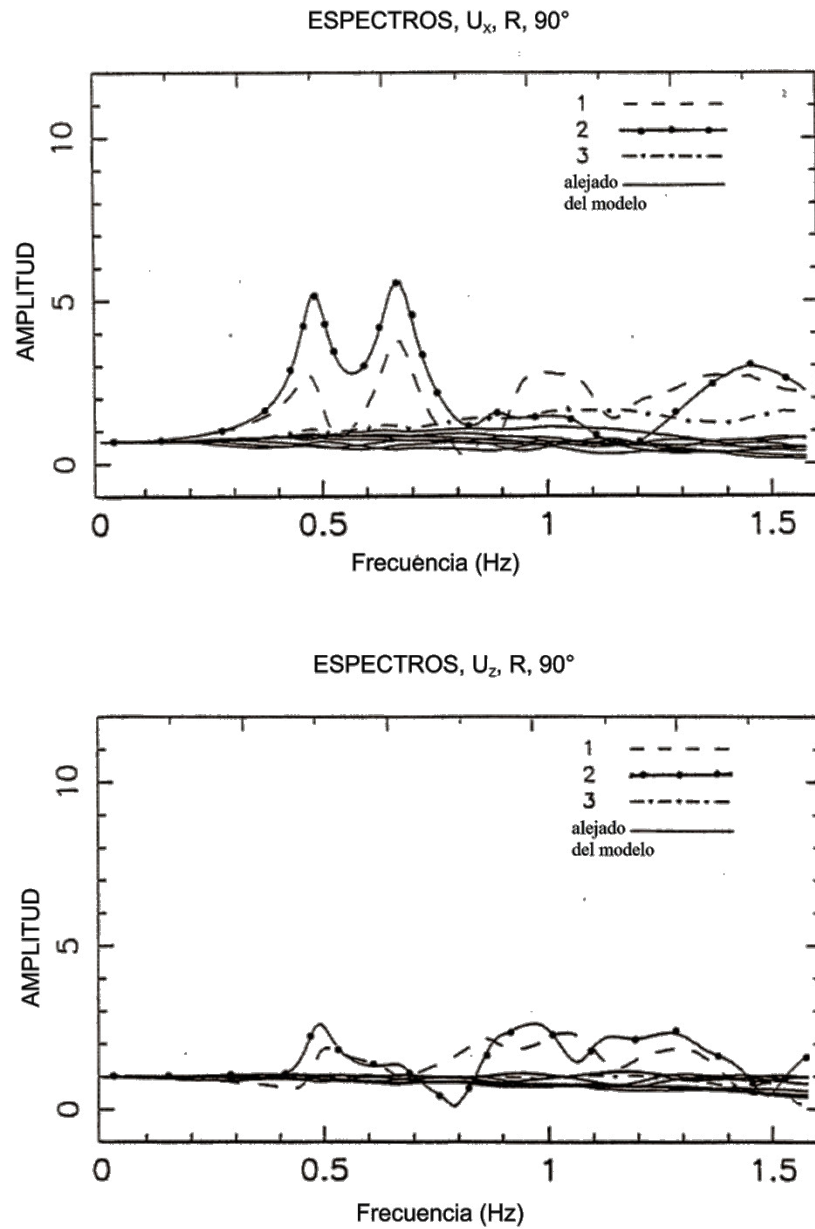


Figura 1.54 Respuestas de la estratigrafía representada en la Figura 1.49 para ondas Rayleigh incidentes horizontalmente ($\theta = \pm 90^\circ$), para un máximo de 1.6 Hz. Las etiquetas de estación y de curvas de respuesta son idénticas a los de la Figura 1.53. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

En las estaciones cercanas a la base de la colina los primeros arribos después de la onda incidente llegan casi en fase, lo que sugiere focalización inducida por las capas inmersas. Como la onda incidente es puramente horizontal, y la componente horizontal no se cancela en cualquier estación en esta región, el movimiento parece estar dominado por las ondas que se originan en la base de la colina viajando en una dirección, de atrás hacia delante. Los patrones de coherencia mostrados por estos sismogramas, para ambas componentes, son similares a los descritos para la incidencia P, excepto que en este caso la coherencia aparece en alrededor de 12 segundos. Es interesante observar que las incidencias inclinadas de ondas P y S a 60° y 30° desde el lado derecho, respectivamente, (ver Figura 1.55 (b)) generan amplitudes más grandes que las de incidencias verticales en todas las estaciones en los sedimentos, lo que sugiere una resonancia más fuerte. La descripción de la propagación para incidencias horizontales de Rayleigh (ver Figura 1.55 (c)) y SH (ver Figura 1.55 (d)) sigue el contexto de los casos anteriores en lo que respecta a amplitudes y patrones de coherencia.

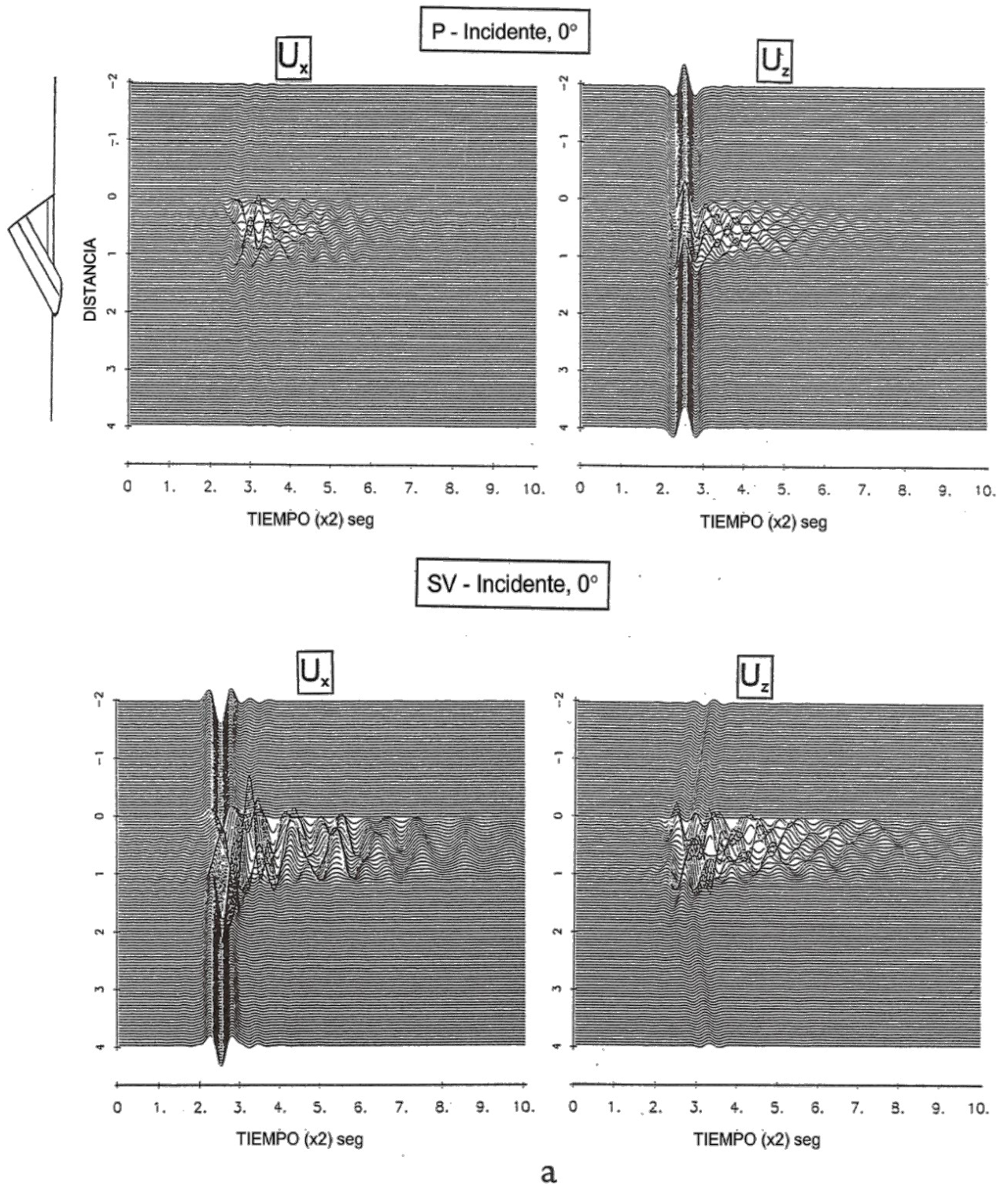


Figura 1.55 Respuestas en el dominio del tiempo (o sismogramas sintéticos) de la estratigrafía representada en la Figura 1.33. En general, estos sismogramas sintéticos son calculados en 120 estaciones a lo largo de la superficie libre entre -2 y 4 km, usando la ondícula de Ricker como función en tiempo de la fuente de entrada, con frecuencia pico $f_p = 1.42$ Hz. La duración total es de 20 segundos. Los sismogramas sintéticos de las componentes U_x (horizontal) y U_z (vertical) están mostrados para (a) ondas incidentes P y SV verticalmente, donde el rango espacial de la estratigrafía está representado en la esquina izquierda superior, (b) incidencia de P con $\theta = -60^\circ$ (parte superior) e incidencia de SV con $\theta = -30^\circ$

(parte inferior) y (c) incidencia horizontal de ondas Rayleigh con $\theta = \pm 90^\circ$. Los sismogramas para la onda SH incidente verticalmente y onda SH incidente horizontalmente con $\theta = \pm 90^\circ$ son mostrados en (d), parte superior e inferior, respectivamente. Las ondas aparentemente no reales entre 0 y 2 km son debido a una distorsión relacionado a la periodicidad de FFT. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

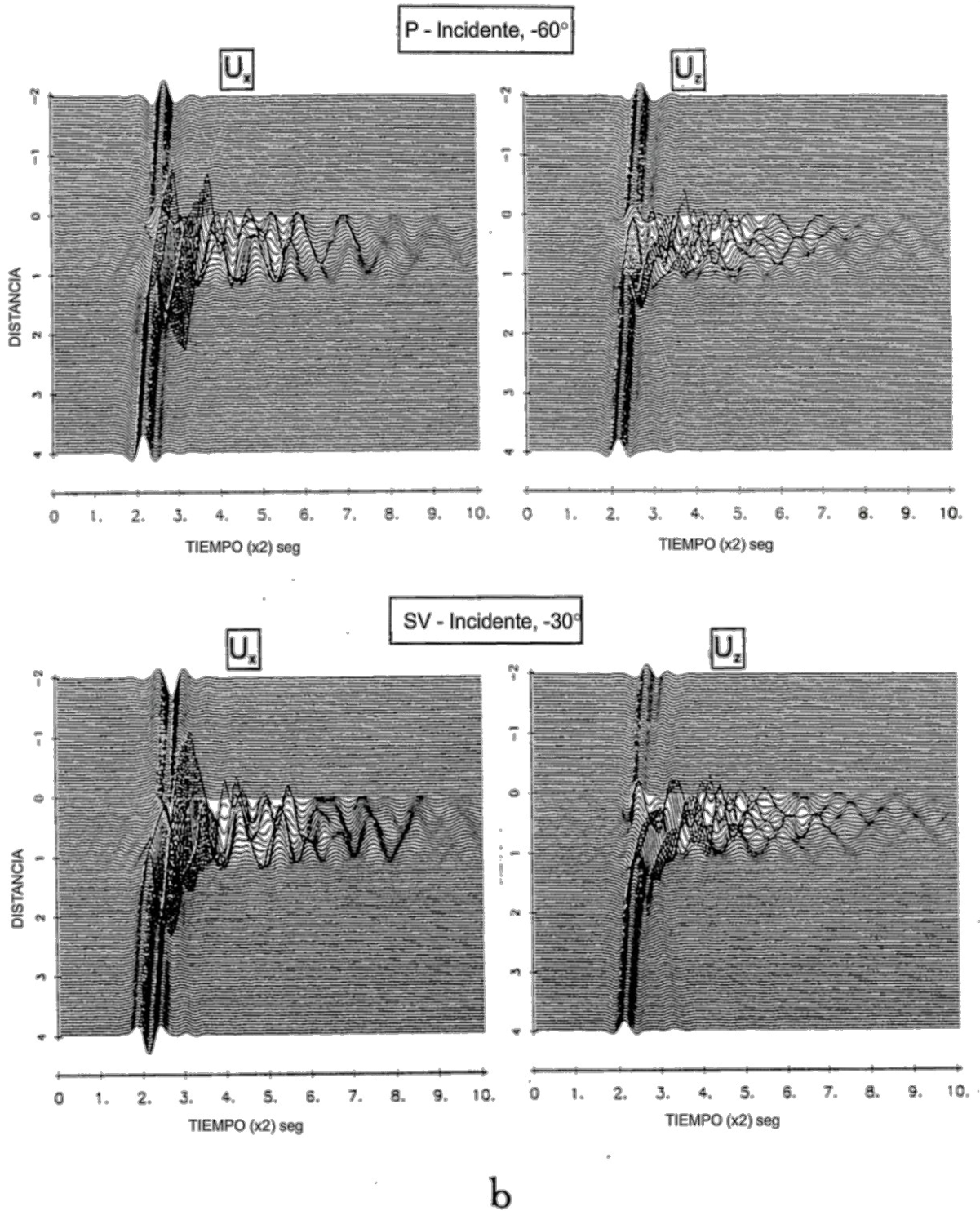
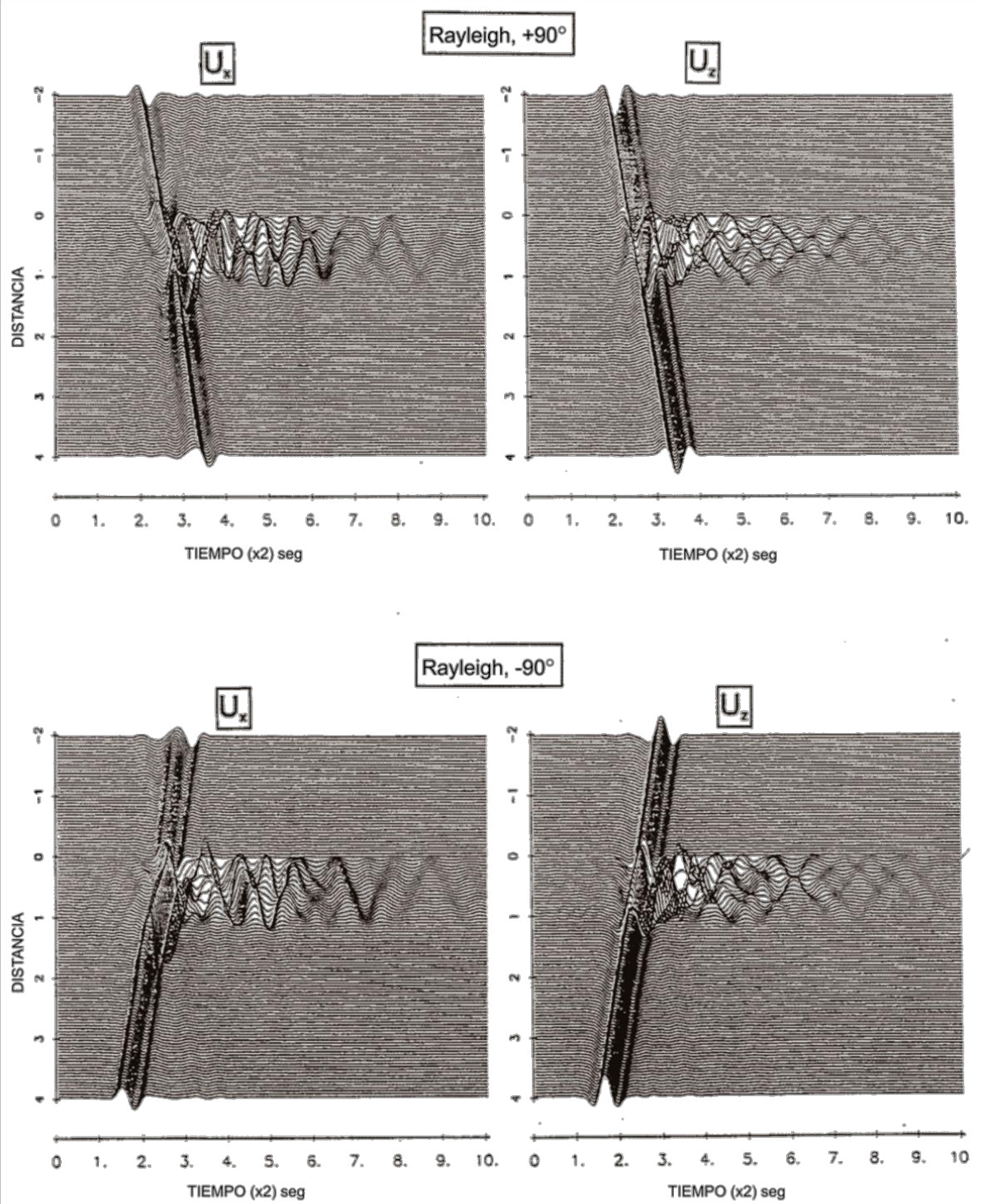


Figura 1.55 (b)



C

Figura 1.55 (c)

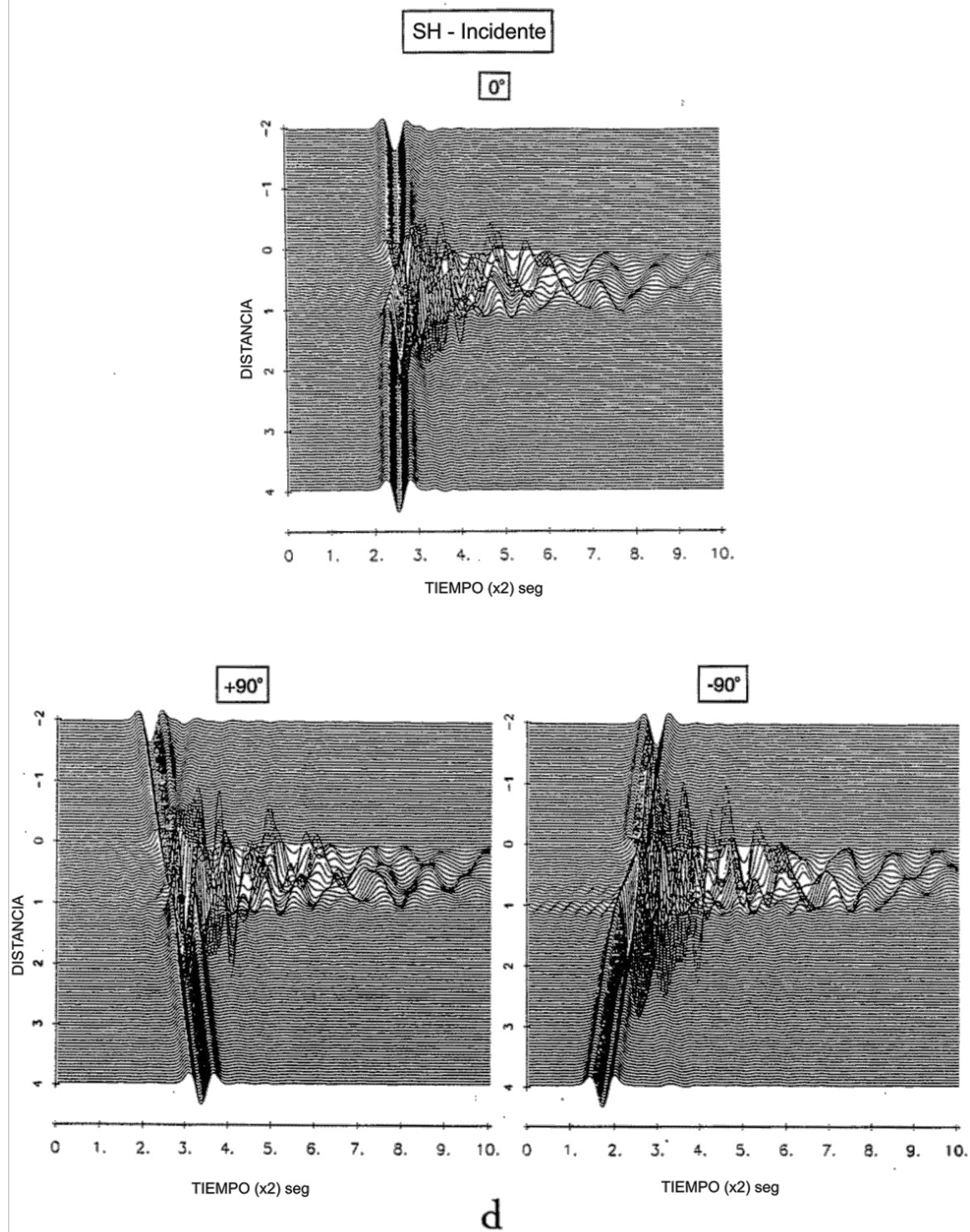


Figura 1.55 (d)

Cabe mencionar que no es posible, sin un profundo análisis del movimiento de las partículas, concluir si el movimiento en la cuenca después del 10^{mo} segundo está dominado por ondas de cuerpo, o por ondas de superficie. Además, las mayores amplitudes entre estos casos corresponden a una onda incidente SH horizontalmente desde el lado derecho de la cuenca (ver Figura 1.55 (d)), en las estaciones cercanas a la base de la colina. Este caso es seleccionado en particular para analizar la amplitud máxima de movimiento del suelo durante varias frecuencias de entrada. Haciendo referencia a la Figura 1.56, 10 segundos de sismogramas sintéticos son calculados en 11 estaciones a lo largo del mismo rango de los casos anteriores. Cuatro valores son elegidos para el ancho de la onda Ricker; $t_b = 1.1, 0.55, 0.36667$, y 0.275 seg, que corresponde a las frecuencias pico $f_p = 0.71, 1.42, 2.13$ y 2.84 Hz respectivamente ($f_p = \sqrt{6} / \pi t_b$).

Se observa que la máxima amplitud se produce en la estación situada a 1 km (con la etiqueta 'estación 2' en la Figura 1.53) para estas cuatro frecuencias. Pero la característica más interesante es que el valor de la máxima amplitud aumenta con la frecuencia, picos en 1.42 Hz, y luego disminuye con la frecuencia. Por otro lado, la duración de los sismogramas en esta estación disminuye uniformemente desde la más baja a las más altas frecuencias.

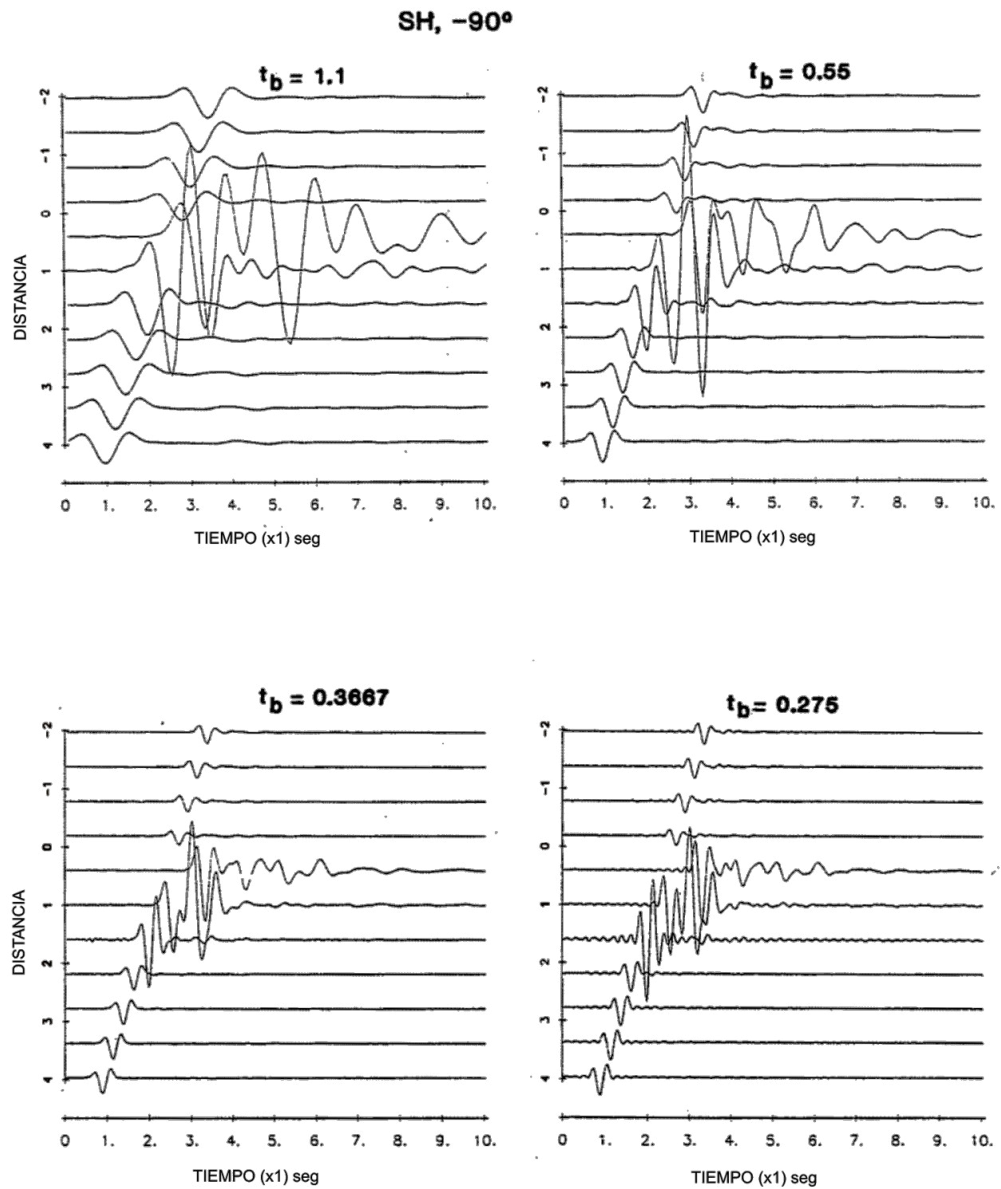


Figura 1.56 Sismogramas sintéticos para ondas SH incidentes horizontalmente con $\theta = \pm 90^\circ$, calculados en 11 estaciones a lo largo de la superficie libre entre $x = -2\text{km}$ y $x = 4\text{km}$ (la estratigrafía representada en la Figura 1.49 se entiende entre 0 y 2 km). Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

1.3.2 Modelado 3-D

Benites and Haines (1994) consideraron las características topográficas en la Figura 1.57, que corresponde a un cañón 3-D (imagen arriba) en forma cosenoidal y una colina o montaña (imagen abajo) definida en un área cuadrada de 31 km x 31 km. Ambas características son de forma cuadrada en su base, de lado 2a,

extendiéndose entre 10 km y 20 km dentro del área más grande ($a = 5$ km), tanto en la dirección de X e Y.

Las razones para elegir esta geometría cuadrada son dos; la primera es permitir la comparación de las respuestas a diferentes perfiles 2-D paralelos a los lados del cuadrado, sin cambiar la relación de la longitud de onda de entrada al ancho de la base de la montaña. Por tanto, las comparaciones enfatizan en la dependencia de la profundidad (o altura de la montaña) a una frecuencia constante. En este sentido, serán posibles las comparaciones con similares modelos 2-D por Bouchon (1973). Además puede permitir la elección de perfiles a lo largo de las diagonales que pasan por el centro, de modo que por ejemplo la relación de la longitud de onda incidente al ancho de la base cambiara. Por último, permite comprobar el efecto del azimut de la onda incidente. La segunda razón es porque es la geometría más adecuada para combinar la solución Integral de Frontera con la ecuación Matricial de Riccati (Benites and Haines, 1991; Haines, 1989) para incorporar estructuras de cuenca 3-D en futuros estudios. La profundidad (altura) máxima es de 3 km, en el centro del cuadrado, es decir, en $x = 15$ km y $y = 15$ km. Los puntos de la cuadrícula en la que se calcula el movimiento del suelo se definen por 100 líneas distribuidas regularmente entre 0 y 31 km a lo largo de cada eje. La onda incidente considerada en todos los ejemplos posteriores, corresponde a una onda plana, definida con respecto a un sistema de coordenadas cartesianas E (para Este), N (para Norte) y Z (para la profundidad, positivo hacia abajo), con E y N orientadas en la dirección de X e Y, respectivamente. La onda plana incidente está contenida en un plano definido por el ángulo azimutal ϕ , medido en sentido horario a partir de N, y por Z, de ahora en adelante llamado plano azimutal. El movimiento de las partículas de la onda incidente se define como sigue: contenido en el plano azimutal para una onda SH, perpendicular al plano azimutal para una SV; y en la dirección del ángulo de incidencia con respecto a la vertical θ , para una onda P. La frecuencia de la onda incidente se da en términos de una frecuencia adimensional η definida como $\eta = 2a/\lambda$.

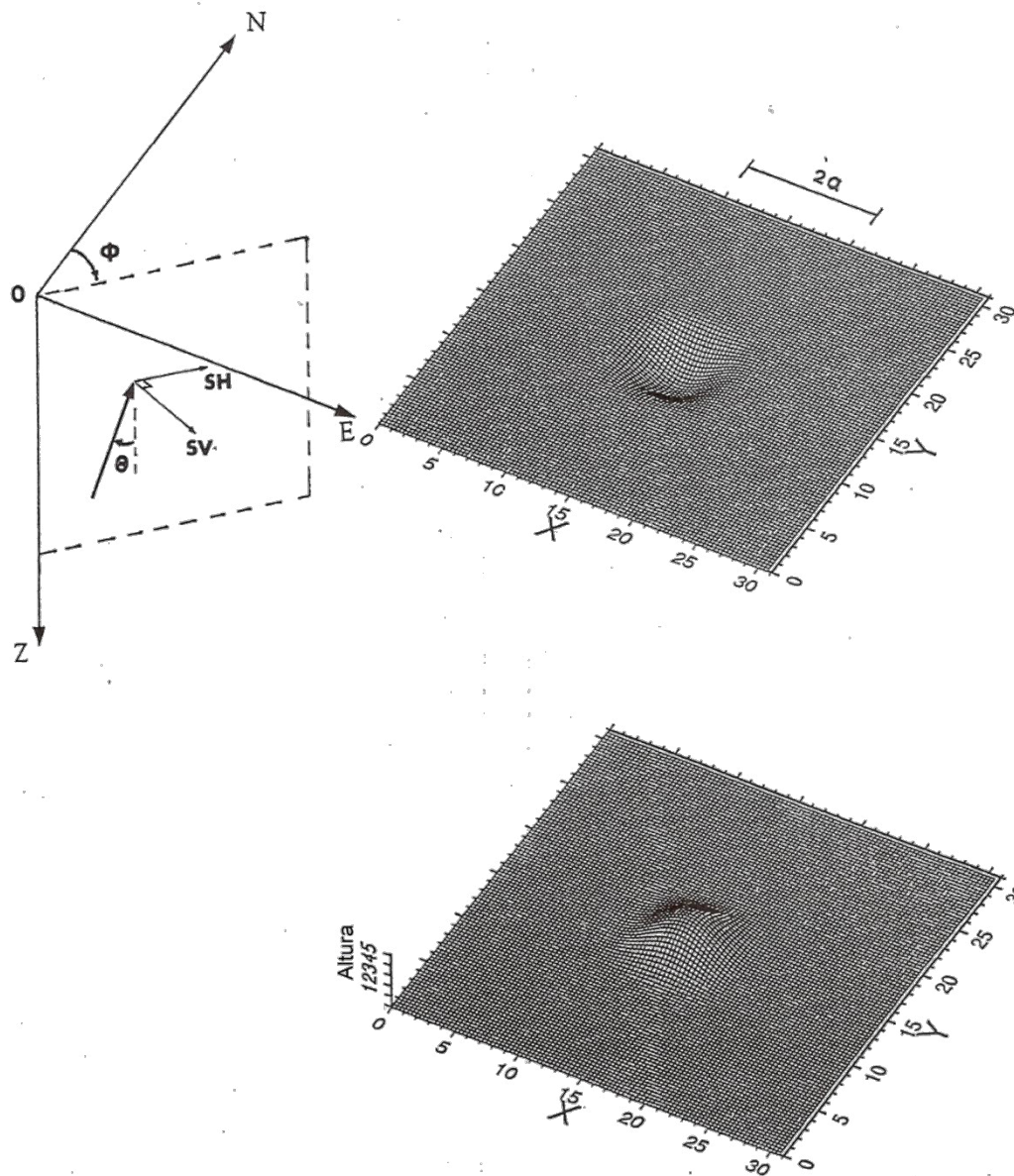


Figura 1.57 Vista tridimensional (3-D) de la característica topográfica de forma cosenoidal para cañón (parte superior), o colina (parte inferior), referenciado a un sistema de coordenadas cartesianas E, N y Z (Z positivo hacia abajo). Las ondas planas tridimensionales P, SV y SH incidentes bajo esta topografía están definidas con respecto al sistema de coordenadas E, N y Z, con un ángulo incidente θ medido en sentido horario desde Z, y un ángulo azimutal ϕ medido en sentido horario desde N. el ángulo azimutal define un plano de incidencia (líneas discontinuas) en el cual se definen los movimientos de la partícula para P, SV y SH. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Montaña

Los resultados para el caso de una montaña en el impacto de la onda P incidente verticalmente se muestran en la Figura 1.58. Estos corresponden a las tres componentes U_x , U_y y U_z del movimiento del suelo medido en cada punto de la cuadrícula que define el área que contiene la montaña. La frecuencia de entrada $\eta = 2$ (es decir, cuando $\lambda = a$). El movimiento consiste en tres componentes a lo largo de X, Y y Z. Los puntos de vista en 3-D de las componentes horizontales del movimiento en esta sección debe interpretarse de la siguiente manera: para U_x (arriba) nos fijamos en las variaciones del movimiento del suelo a lo largo de la coordenada X o la coordenada Y, de secciones transversales "particionadas", o perfiles, cortados para una determinada coordenada Y o coordenada X, respectivamente. Por consiguiente, las variaciones de U_y con respecto ya sea a X o Y deben verse en el gráfico de abajo (en el centro), a lo largo de la coordenada Y o coordenada X, de las secciones transversales particionadas, o perfiles, cortados para una determinada coordenada X o coordenada Y, respectivamente. Se observa que tras la rotación por 90° las componentes horizontales son equivalentes, con los nodos (movimiento cero) en todos los puntos a lo largo de X e Y de las secciones transversales cortadas en el centro de la montaña, como se esperaba de la simetría de la onda incidente. La simetría cuadrada de los movimientos horizontales, muestra cancelación hacia los bordes, para ambas componentes, indicando pérdidas mínimas de energía sísmica hacia el semi-espacio en las direcciones a lo largo de las diagonales en la base de la montaña. Las variaciones de la componente vertical U_z a lo largo tanto de X e Y se muestran en la parte inferior de la figura. El valor de 2 corresponde a la respuesta del semi-espacio a la onda incidente P. La máxima amplitud, aproximadamente 8.5, ocurre en la parte superior de la colina. Esto se puede ver en la Figura 1.59, donde las dos filas superiores corresponden a las tres componentes de movimiento de suelo en dos perfiles perpendiculares que se intersectan en la parte superior de la montaña a lo largo de X e Y, respectivamente. La máxima amplitud de la componente horizontal es de aproximadamente 2, que ocurre en los lados de la colina, las respuestas cero están a lo largo de los perfiles correspondiendo a los nodos en la Figura 1.58. Un ejemplo del movimiento del suelo calculado en puntos alejados del centro se muestran por las dos filas de gráficos en la parte inferior de la Figura 1.59, que corresponden a dos perfiles perpendiculares que se intersectan en un punto $x = 12$ km,

a lo largo de X e Y, respectivamente. Se debe tener en cuenta que las respuestas en este caso son totalmente diferentes de las que están en los perfiles correspondientes en el centro, atribuido al efecto de la tercera dimensión. En la Figura 1.60 se muestra el caso de una onda SV incidente verticalmente. Los nodos se producen en los perfiles que cruzan el centro a lo largo de X e Y para U_y , y a lo largo de Y para U_z . La máxima amplitud se produce para U_z , de hasta 4.3, pero las amplitudes para las horizontales son significativas, de hasta 3.8 para U_x a lo largo del perfil Y (ver Figura 1.61). Es interesante observar que grandes amplitudes de la componente vertical se producen hacia los lados de la montaña, disminuyendo abruptamente a cero a la derecha en la parte superior, de acuerdo con el hecho de que la onda incidente no tiene movimiento vertical. Aunque no se realizaron cálculos para un montaña 2-D con forma cosenoidal de igual relación de forma (3/5) como para estos perfiles, el movimiento no se asemeja a ninguna de las respuestas 2-D dadas por Bouchon (1973) para varias relaciones de forma. Para los perfiles perpendiculares en el punto $x = 12$ km descritos anteriormente, no se observan grandes amplitudes. Para completar, la incidencia vertical de SH se muestra en las Figuras 1.62 y 1.63. Excepto por el hecho de que U_x y U_y corresponden a una rotación azimutal de 90° de la onda SV, como se esperaba, la descripción de los resultados es exactamente la misma que para el caso anterior.

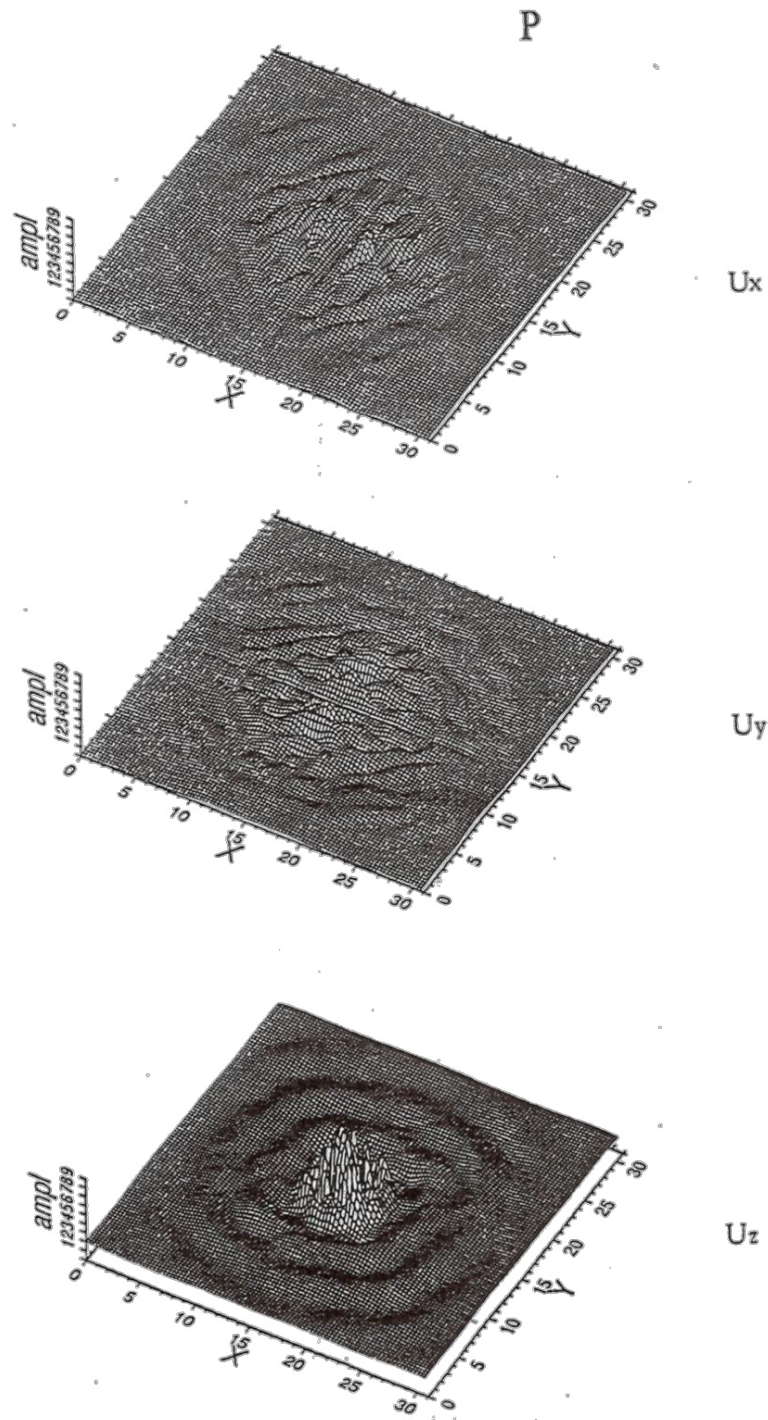
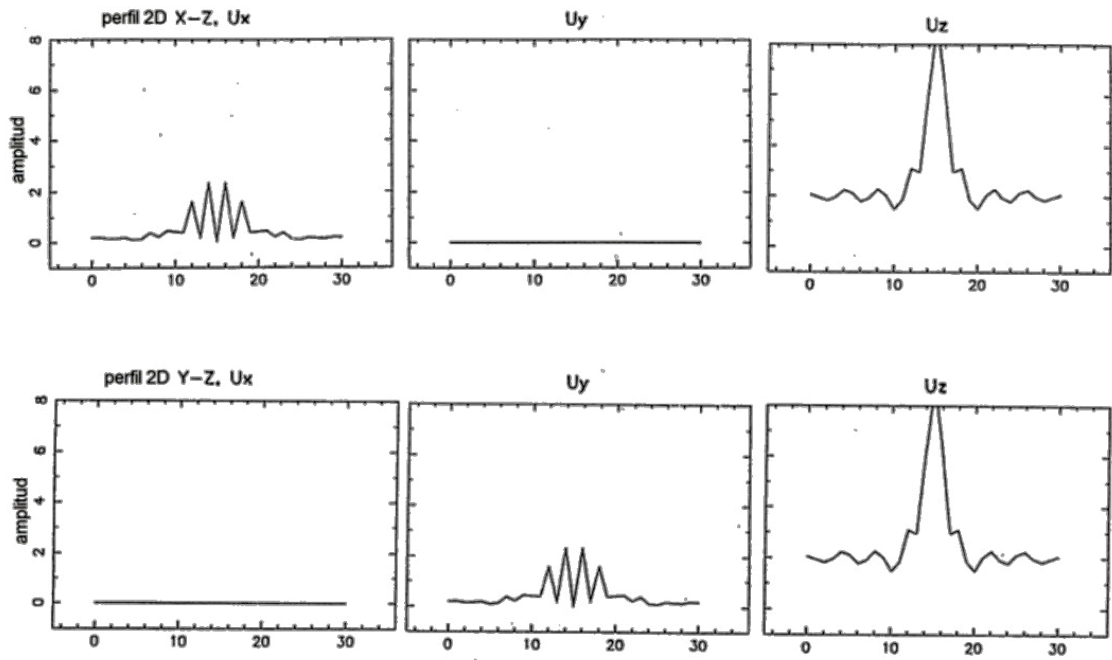


Figura 1.58 Vistas 3-D de las distribuciones de amplitudes de la respuesta del suelo de una montana (o colina) descrita en la Figura 1.57, para una onda P incidente verticalmente. El movimiento es calculado en cada punto de la grilla, y las amplitudes están dadas en las mismas unidades de desplazamiento de la onda incidente. La vista superior corresponde a la componente horizontal a lo largo de X, U_x , la vista del medio corresponde a la componente horizontal a lo largo de Y, U_y , y la vista inferior corresponde a la componente vertical U_z . La longitud de onda de entrada es igual a 5 km, (es decir la mitad del lado de la base cuadrada), correspondiendo a la frecuencia adimensional $\eta = 2a/\lambda = 2$. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Colina, P, $\theta = 0^\circ$

$x = 15, y = 15$



$x = 12, y = 12$

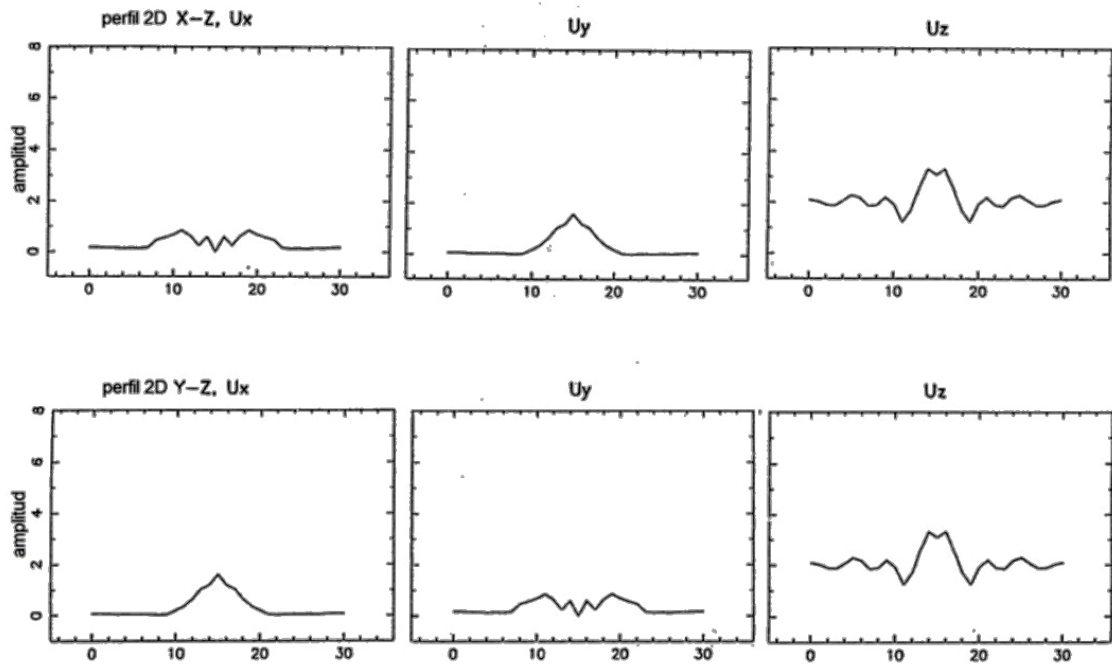


Figura 1.59 Distribucion de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de los perfiles bidimensionales (2-D) cortados en el punto central (dos filas centrales), y en el punto $x=12$ km, $y=12$ km de las vistas en 3-D de la Figura 1.58. Para cada punto, los perfiles X-Z y Y-Z son perpendiculares, intersecandose en ese punto. La colina se extiende de 10 a 20 km. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

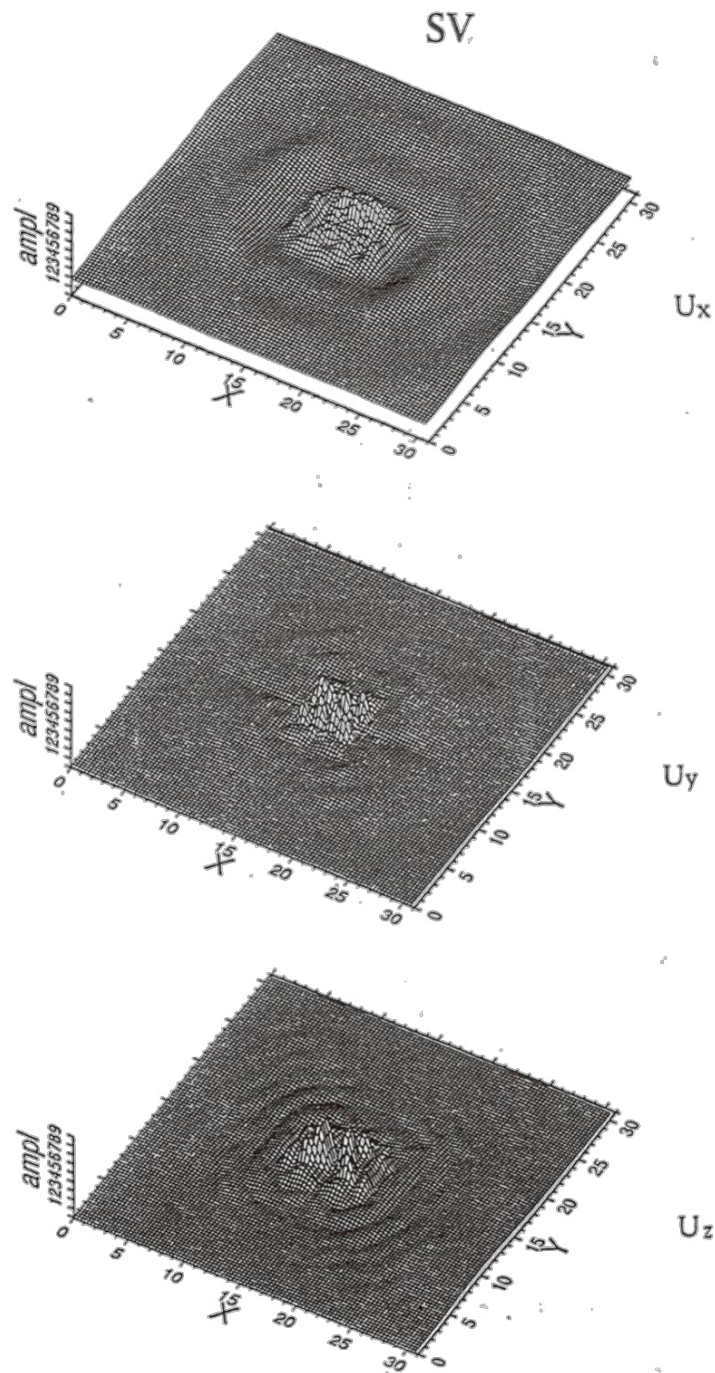
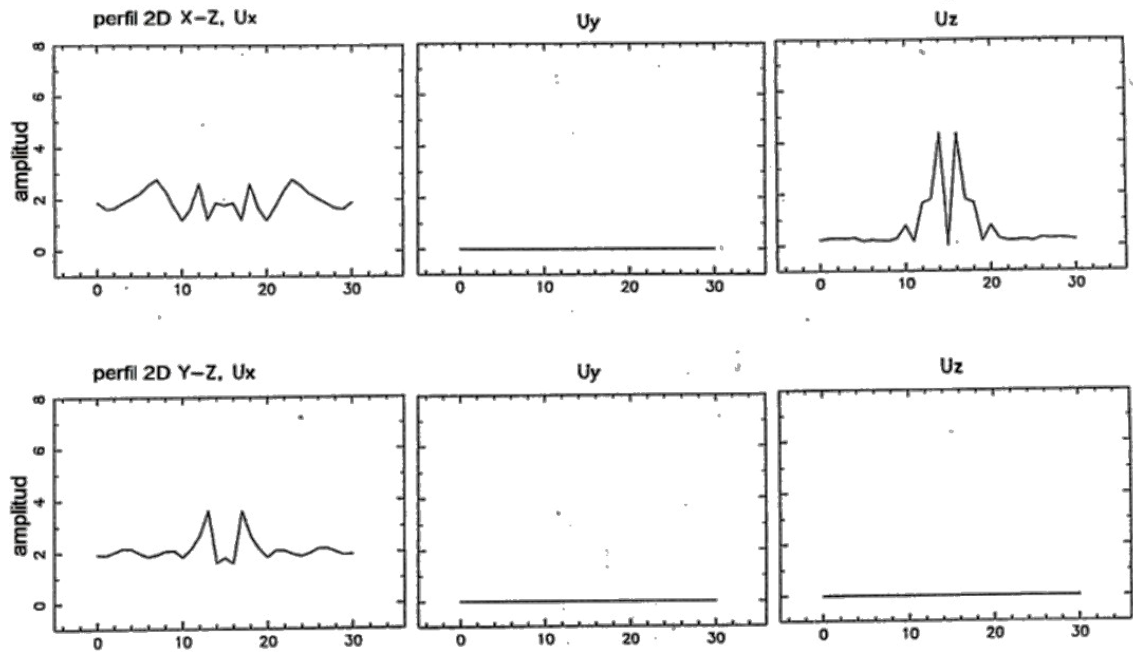


Figura 1.60 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo en la colina descrita en la Figura 1.57, para una onda SV incidente verticalmente, con ángulo azimutal $\phi = 0$. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Colina, SV, $\theta = 0^\circ$

$x = 15, y = 15$



$x = 12, y = 12$

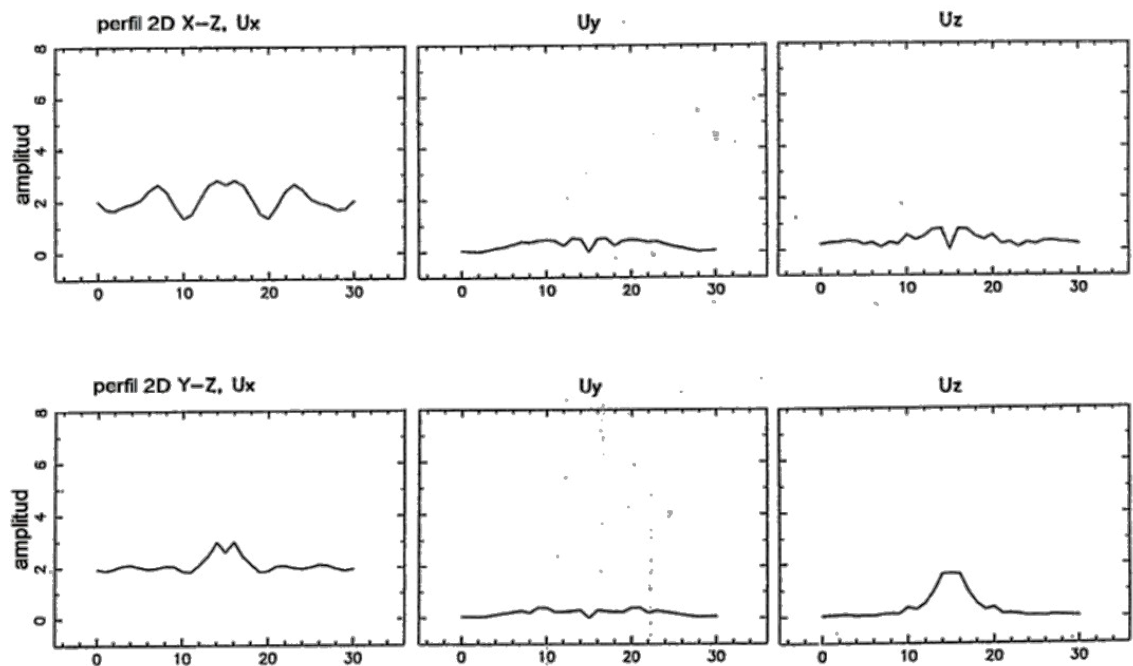


Figura 1.61 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a un onda SV incidente verticalmente, mostrada en la Figura 1.60. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

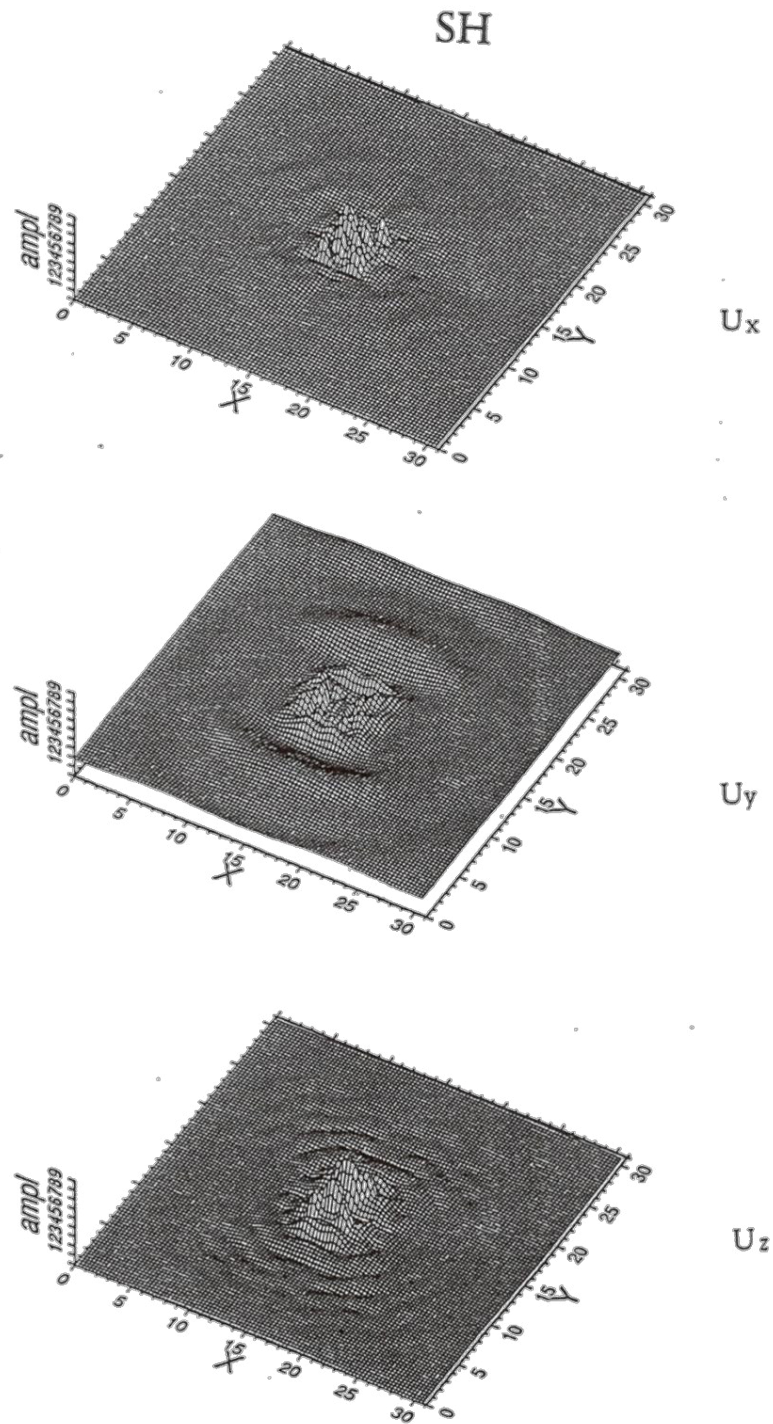
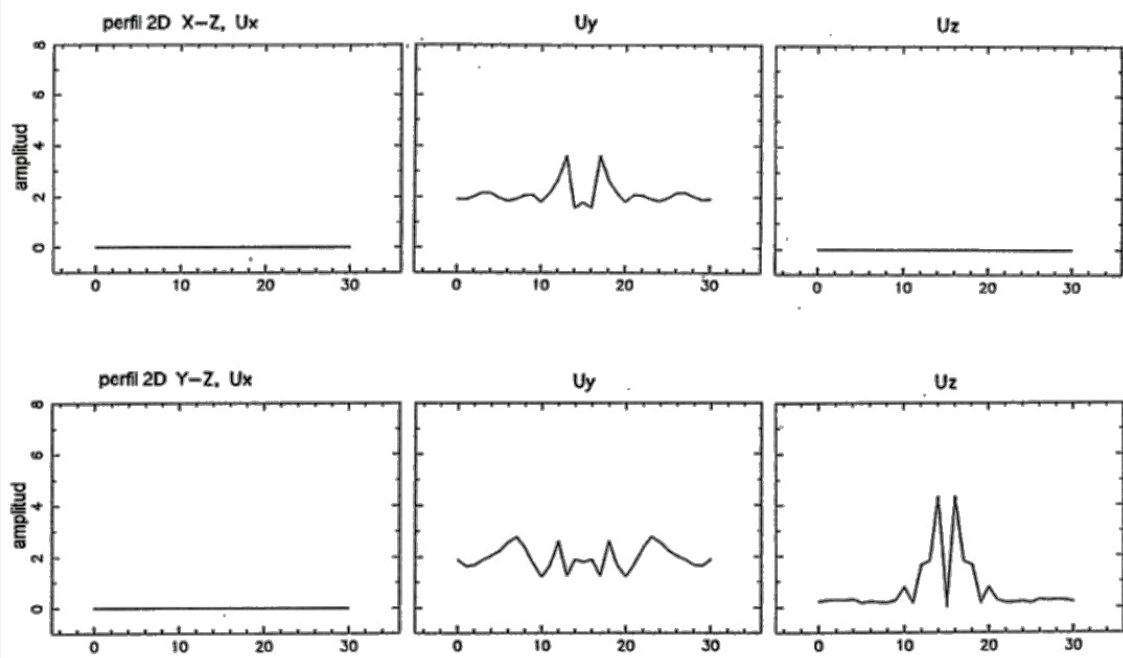


Figura 1.62 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo en la colina descrita en la Figura 1.57, para una onda SH incidente verticalmente, con ángulo azimutal $\phi = 0$. Comparando estos con los resultados de la Figura 1.60, la incidencia vertical SH en este caso es equivalente a la incidencia vertical SV con ángulo azimutal $\phi = 90^\circ$, como es esperado. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Colina, SH, $\theta = 0^\circ$

$x = 15, y = 15$



$x = 12, y = 12$

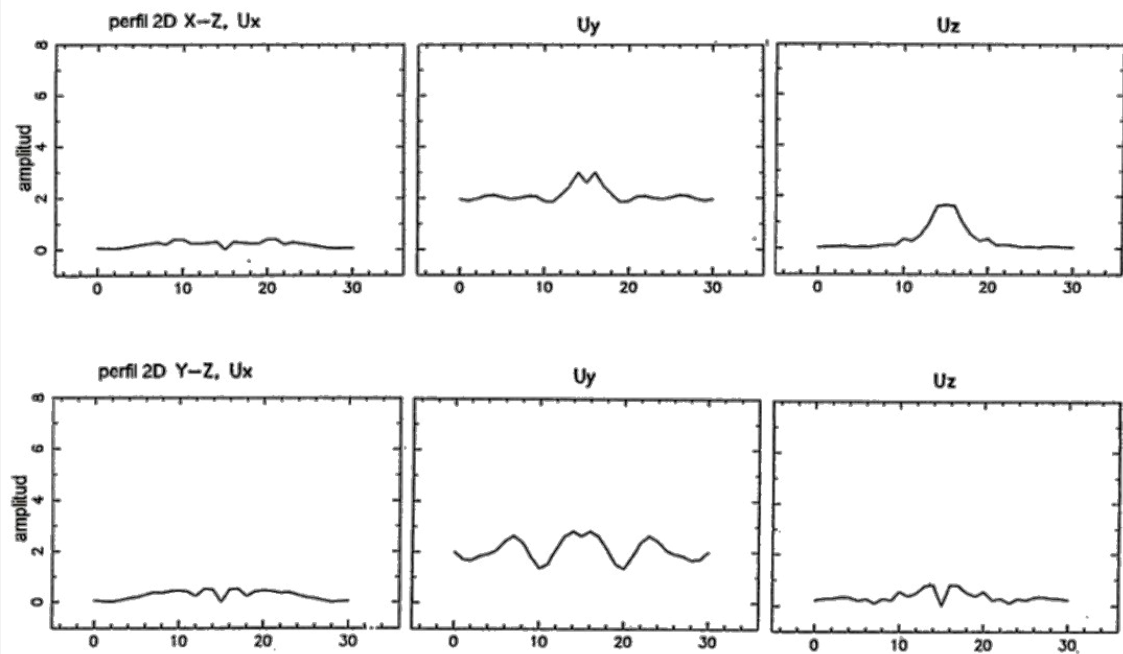


Figura 1.63 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento de suelo en 3-D debido a la onda SH incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.62. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Cañón

Benites and Haines (1994) presentan los resultados para $\eta = 2$ para las ondas P incidentes, con el fin de comparar los movimientos con los de la colina en la Figura 1.58, y para $\eta = 1.5$, es decir, la longitud de onda incidente es $2/3$ del ancho de la base ($2a$), para ondas S incidente. Para el caso de ondas P incidente verticalmente, que se muestra en la Figura 1.64, los perfiles a lo largo de X e Y que pasan por el centro son ejes nodales para U_x y U_y , respectivamente, mostrando que ambas componentes corresponden a una rotación azimutal de la onda incidente de 90° en cada caso, como se esperaba. La máxima amplitud es de aproximadamente 2.3 para la componente vertical en la parte inferior del cañón, como se observa en la Figura 1.65 (arriba).

Los casos para ondas SV y SH incidentes verticalmente se muestran en las Figuras 1.66 y 1.67, respectivamente. Se puede observar que las tres componentes en cada caso corresponden a una rotación de 90° de la onda de entrada alrededor del eje Z. El análisis del perfil en 2-D se presenta sólo para el caso SV en la Figura 1.68, mostrando que la máxima amplitud, aproximadamente 4 ocurre para U_x a lo largo del perfil Y a través del centro. Si esta fuera una estructura en 2-D, U_x sería equivalente a la respuesta de SH medida a lo largo de Y (anti-plano). Teniendo esto en cuenta, y que la razón de la profundidad a la mitad del ancho en el presente caso es $3/5 = 0.6$, y que la longitud de onda de entrada es $\lambda = 4a/3$ (o $1.33a$), estas respuestas 3-D son comparadas con las de Bouchon (1973) para un cañón en forma cosenoidal, en la Figura 1.5. Aunque no hay ningún caso en Bouchon (1973) que coincida exactamente con la relación de forma y longitud de onda incidente presentada, se puede tomar el caso de $h/l = 0.62$ en esa figura como el más cercano (h es la profundidad y l es la mitad del ancho, es decir, igual a 'a' en el caso presentado). También se toma en cuenta que la longitud de onda de entrada $\lambda = 5h$ (aproximadamente $3a$) es característico de la respuesta entre $\lambda = a$ y $\lambda = 20a$ (Bouchon, 1973). Teniendo presente las normalizaciones en la Figura 1.5, la respuesta en 3-D de U_x a lo largo de X se asemeja a la respuesta de 2-D para una onda SH. A su vez, el movimiento U_z a lo largo de X se asemeja al movimiento vertical 2-D para una onda SV incidente. Del mismo modo, la respuesta U_x en 3-D para P incidente en la Figura 1.65 se asemeja al movimiento horizontal 2-D para una

onda P. Tal semejanza desaparece para los perfiles X-Z que pasa por $x=12$ km, donde ni la componente horizontal U_y ni la vertical U_z se anulan.

Asimismo, las respuestas en 3-D del cañón por una onda SV incidente verticalmente es calculada pero con ángulo azimutal $\phi = 45^\circ$, mostradas en las Figuras 1.69 y 1.70. Es decir, la incidencia es sobre la mayor base del ancho del cañón igual a $2.83a$. Las respuestas son simétricas a pesar de la incidencia, como se esperaba, porque sólo la fase de las llegadas sísmicas cambia en este caso. Como se observa en la Figura 1.70 (arriba), las respuestas a lo largo de los dos perfiles que pasan a través del centro son notablemente similares a las de los correspondientes a $\phi = 0$, aunque las amplitudes son en general más pequeñas por un factor de aproximadamente 0.75. Tenga en cuenta que las líneas nodales para las componentes horizontales en el caso anterior desaparecen, indicando la dependencia en el ángulo azimutal. Para los perfiles en $x=12$ km (ver Figura 1.70, abajo) la simetría se pierde, pero las máximas amplitudes no cambian significativamente.

Para el último caso en esta sección, es aplicada una onda incidente SV inclinada con $\Theta = 30^\circ$, pero con $\phi = 0$, mostrada en las Figuras 1.71 y 1.72.

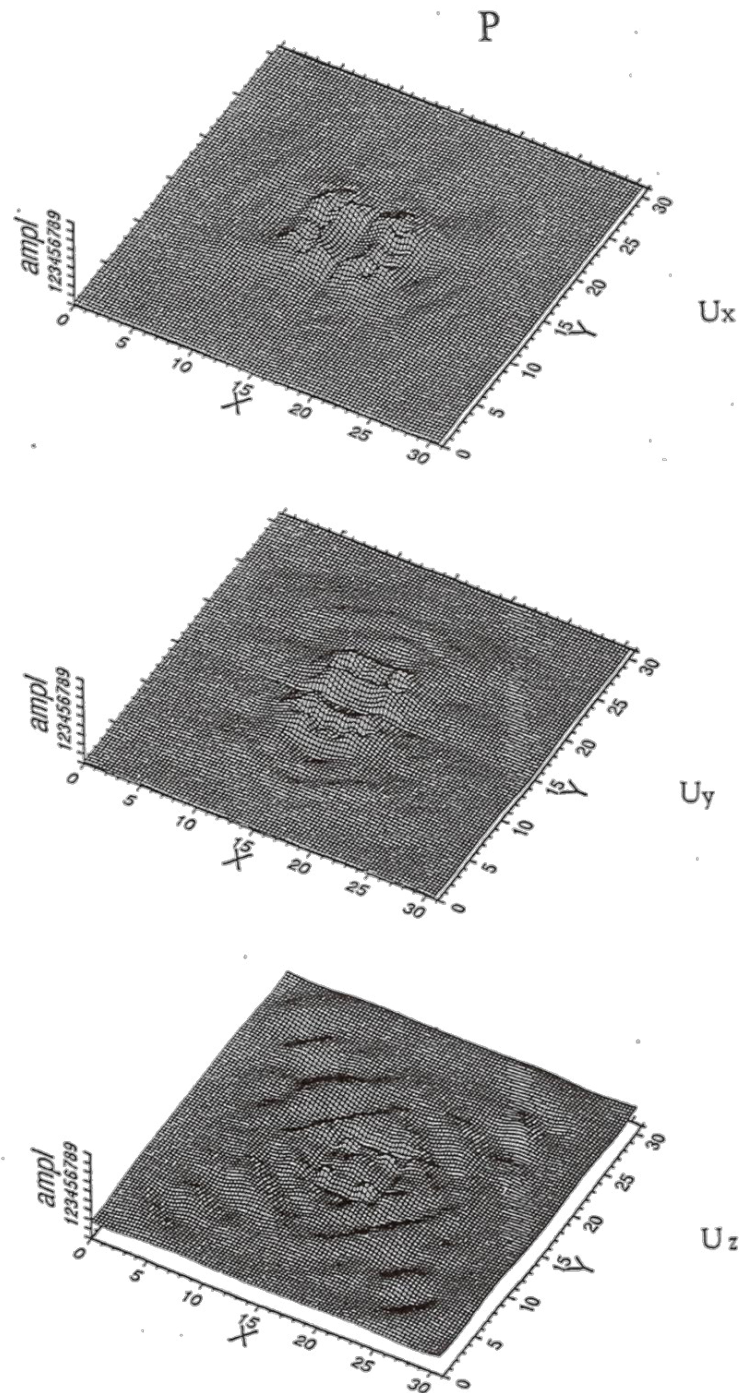


Figura 1.64 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrita en la Figura 1.57, para una onda P incidente verticalmente. Como en el caso de la colina, aquí la longitud de la onda incidente es 5km ($\eta=2$). La vista superior corresponde al movimiento horizontal del movimiento U_x , la vista central corresponde al movimiento horizontal del movimiento U_y , y la vista inferior a la vertical U_z , U_x y U_y muestran líneas nodales (amplitud cero) en $x=15$ km e $y=15$ km, respectivamente, mostrando que ambas componentes son equivalentes, como se esperaba de la simetría de la onda incidente. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

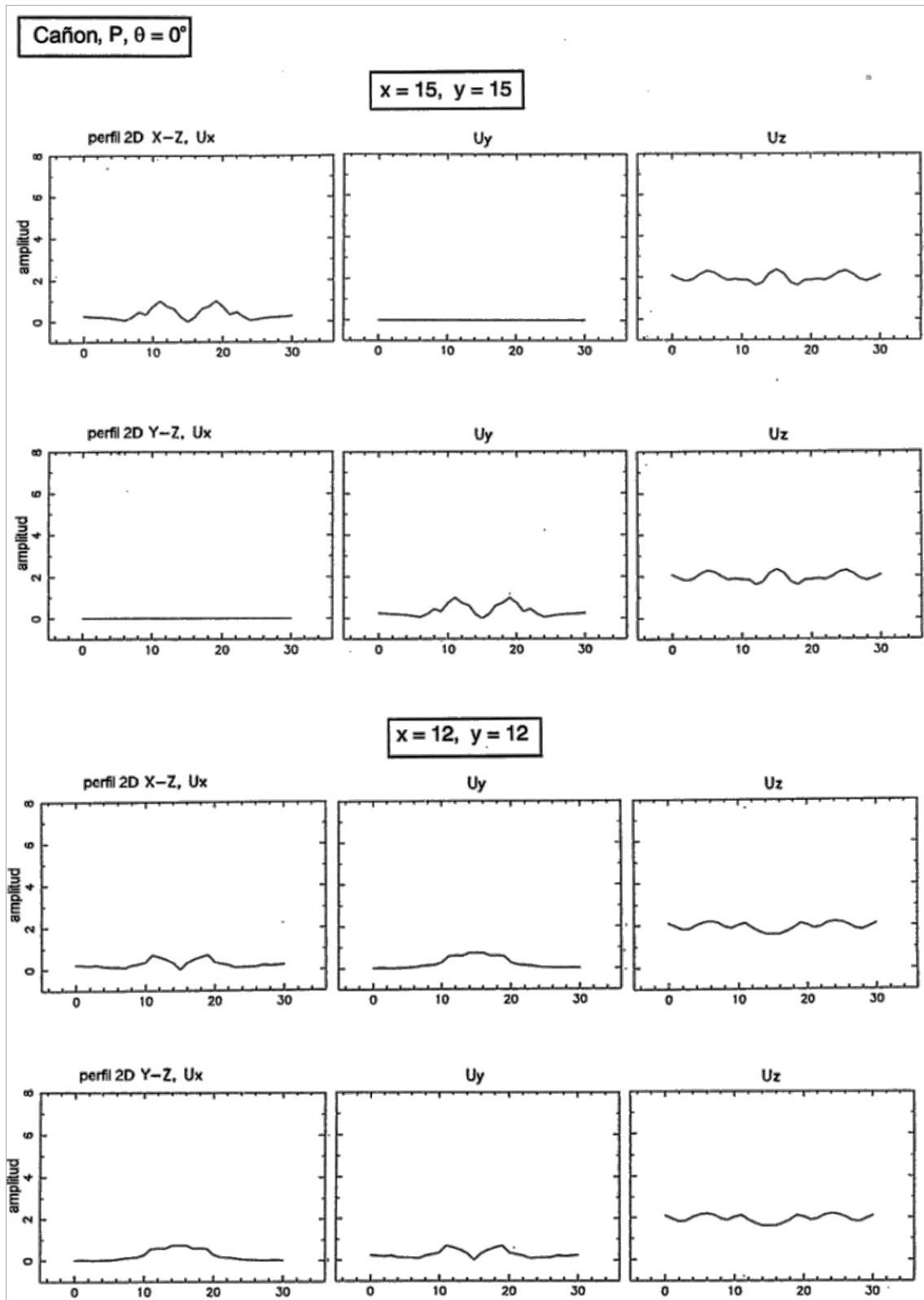


Figura 1.65 Distribución de amplitudes de la respuesta del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda P incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.64. Las líneas nodales son observadas por los perfiles en el centro del cañón. Notar la equivalencia de las componentes horizontales para ambos perfiles. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

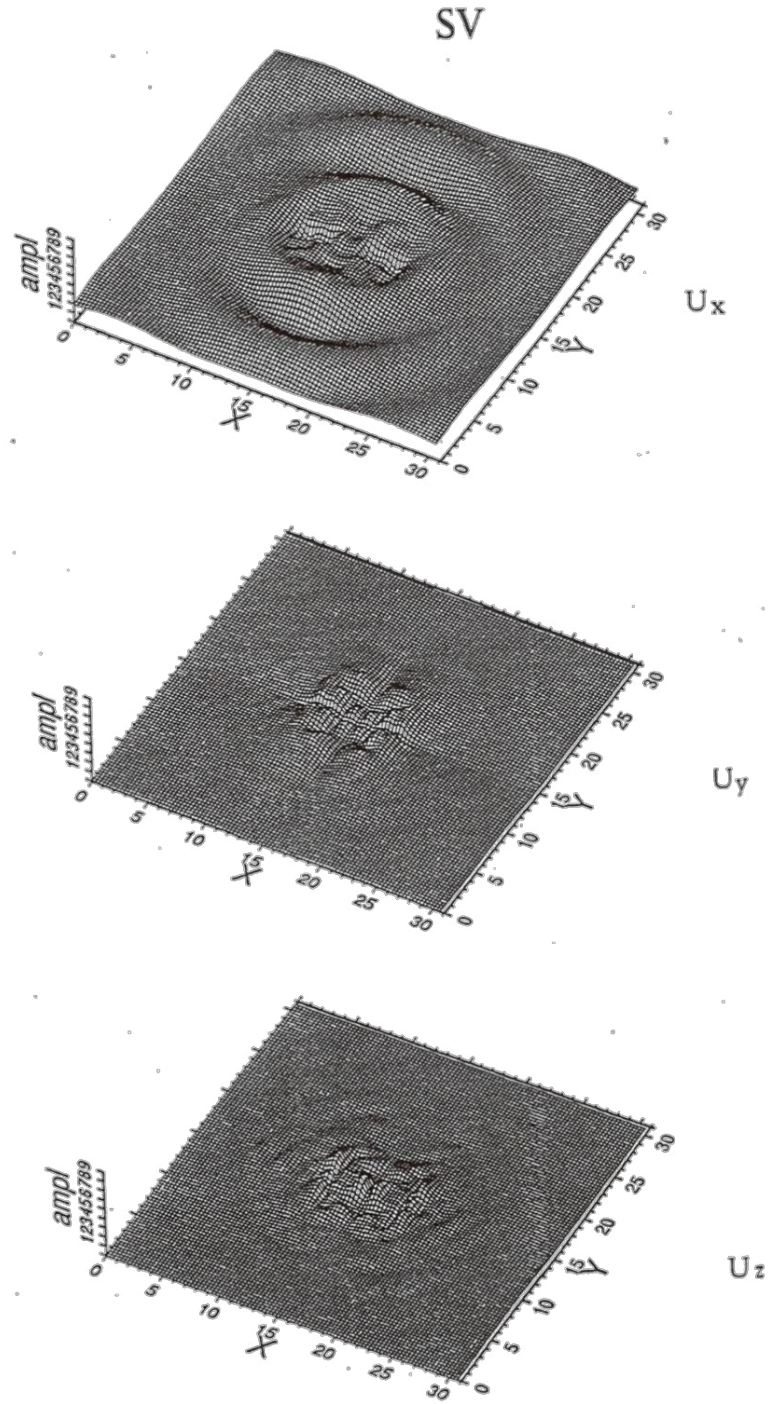


Figura 1.66 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SV incidente verticalmente con un ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). No se observan líneas nodales para U_x , pero U_y se anula a lo largo de los perfiles perpendiculares que se intersectan en $x=15$ km e $y=15$ km, y U_z a lo largo de $x=15$ km. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

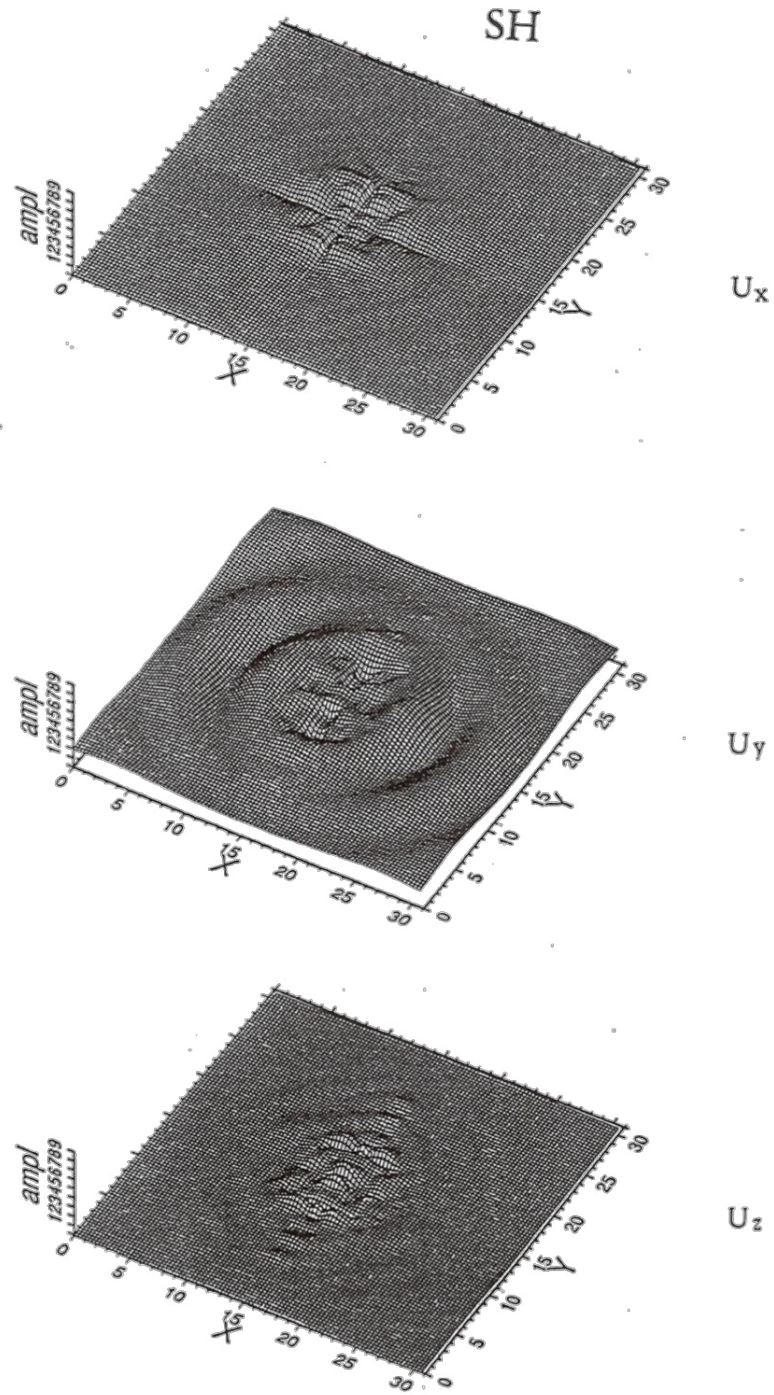


Figura 1.67 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo del cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SH incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). Notar que los movimientos son equivalentes a los que corresponden para una onda SV incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi = 90^\circ$. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

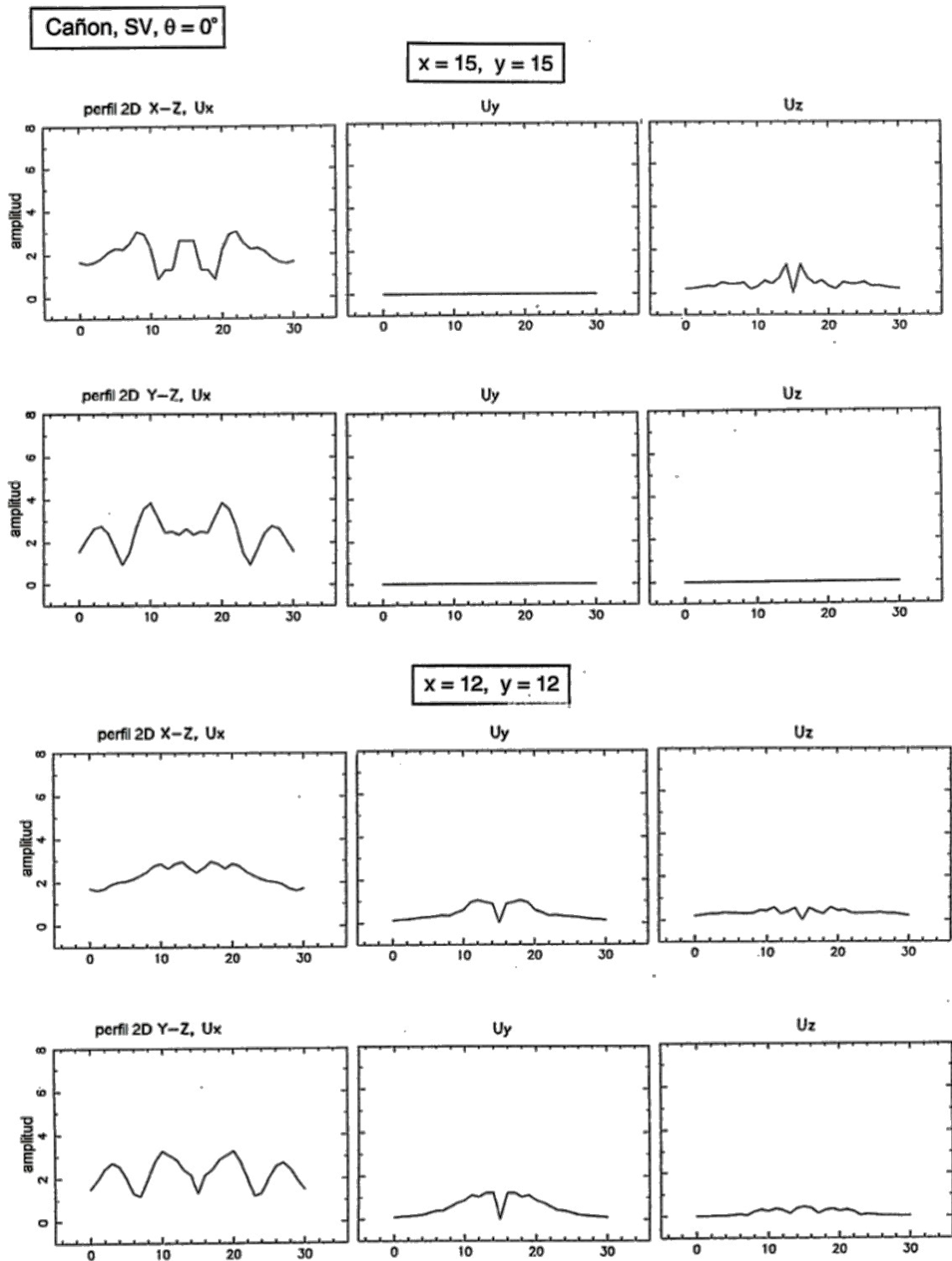


Figura 1.68 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descrito en la Figura 1.57) del movimiento de suelo en 3-D debido a una onda SV incidente verticalmente, mostrado en la Figura 1.66. Los perfiles que se intersectan en el centro del cañón muestran la cancelación de U_y a lo largo de X-Z y la cancelación de U_y y U_z ambos a lo largo de Y-Z. Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

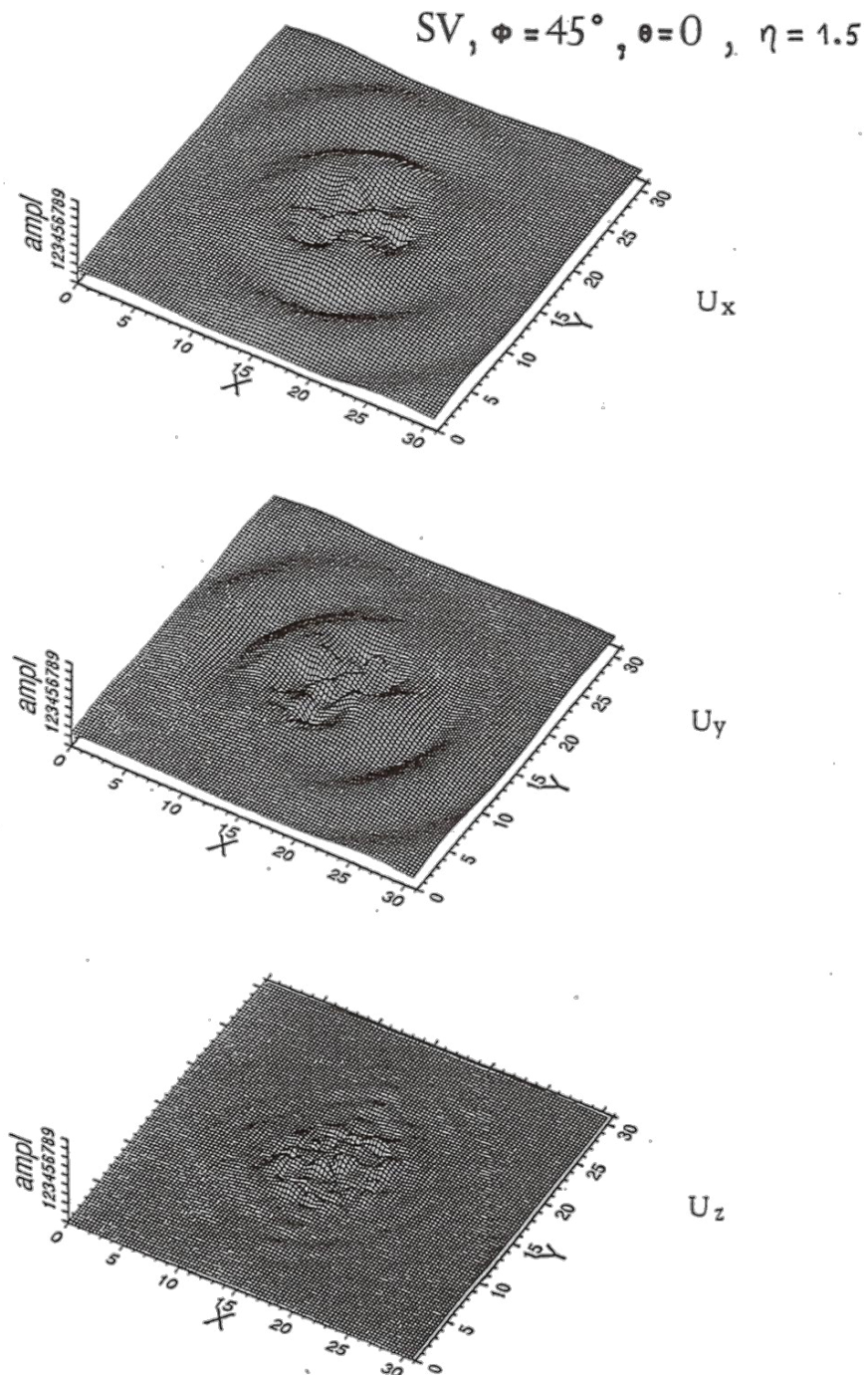
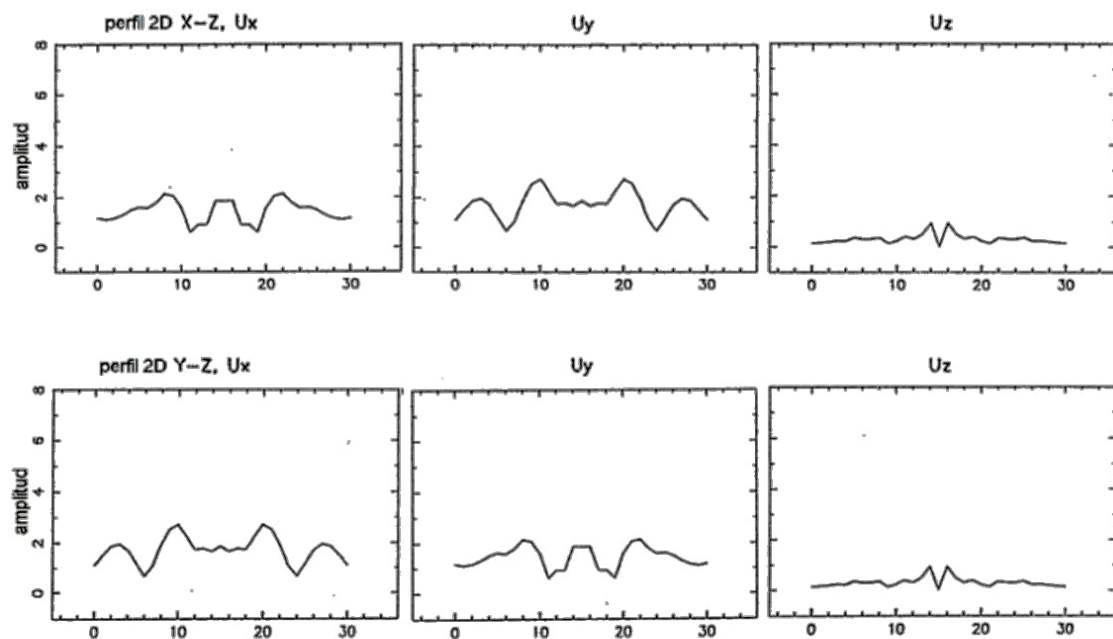


Figura 1.69 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes para la respuesta del suelo de un cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda incidente SV verticalmente con ángulo azimutal $\phi=45^\circ$ ($\eta = 1.5$). Las líneas nodales observadas para el caso de $\phi = 0$ (Figura 1.66) desaparecen, y los movimientos de las dos componentes horizontales llegan a ser las mismas. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Cañon, SV, $\theta = 0^\circ$, $\phi = 45^\circ$

$x = 15$, $y = 15$



$x = 12$, $y = 12$

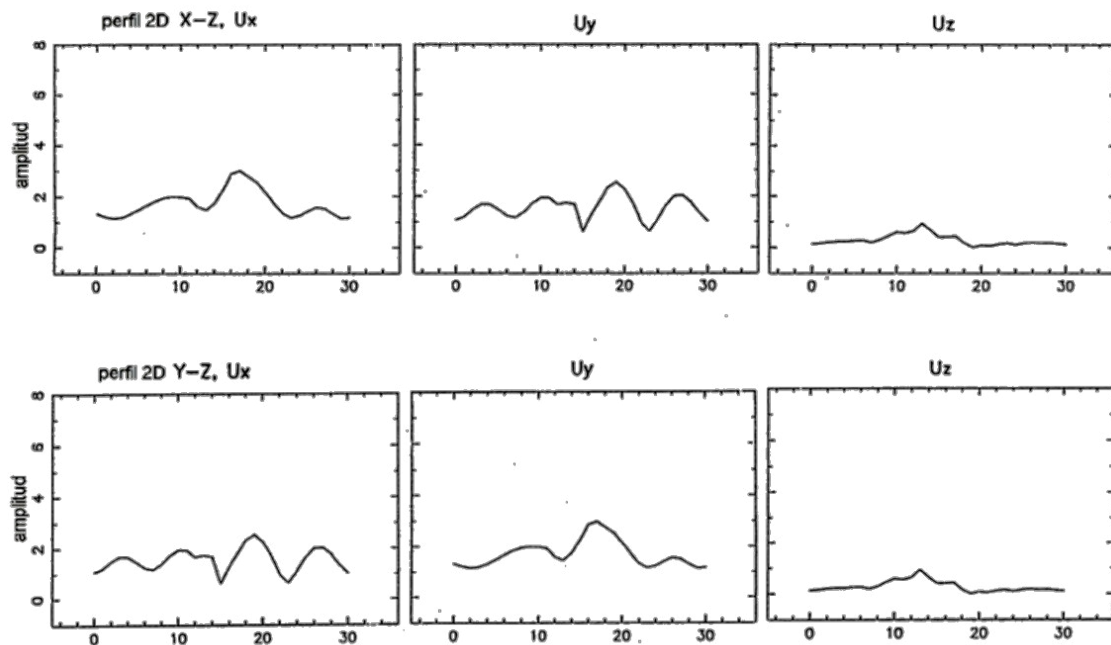


Figura 1.70 Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda SV incidente verticalmente con ángulo azimutal $\phi=45$, mostrado en la Figura 1.69. Notar que a pesar que las distribuciones son de variabilidad idéntica como aquellas de SV con $\phi=0$ (Figura 1.67), las amplitudes son 50% más pequeñas. La respuestas son simétricas a lo largo de los perfiles X-Z y Y-Z que pasan a través del centro, y asimétricas a lo largo de los perfiles X-Z y Y-Z que pasan a través de $x=12$ km, $y=12$ km, como se espera de los tipos de incidencia, dado que estos corresponden a los valores

absolutos de amplitud (es decir, las fases de los arribos no están incluidas).
Fuente. Datos tomados de Benites and Haines (1994).

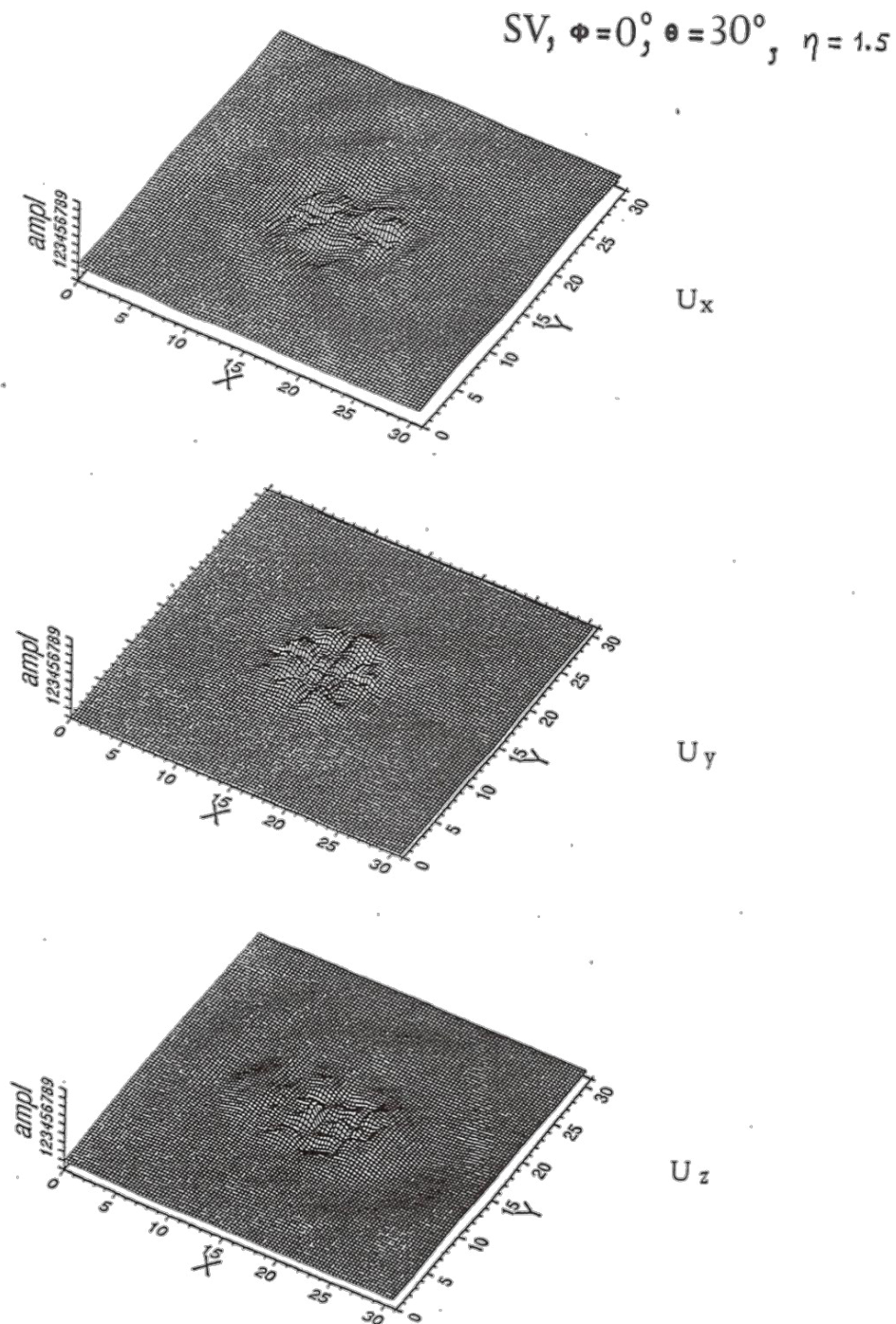
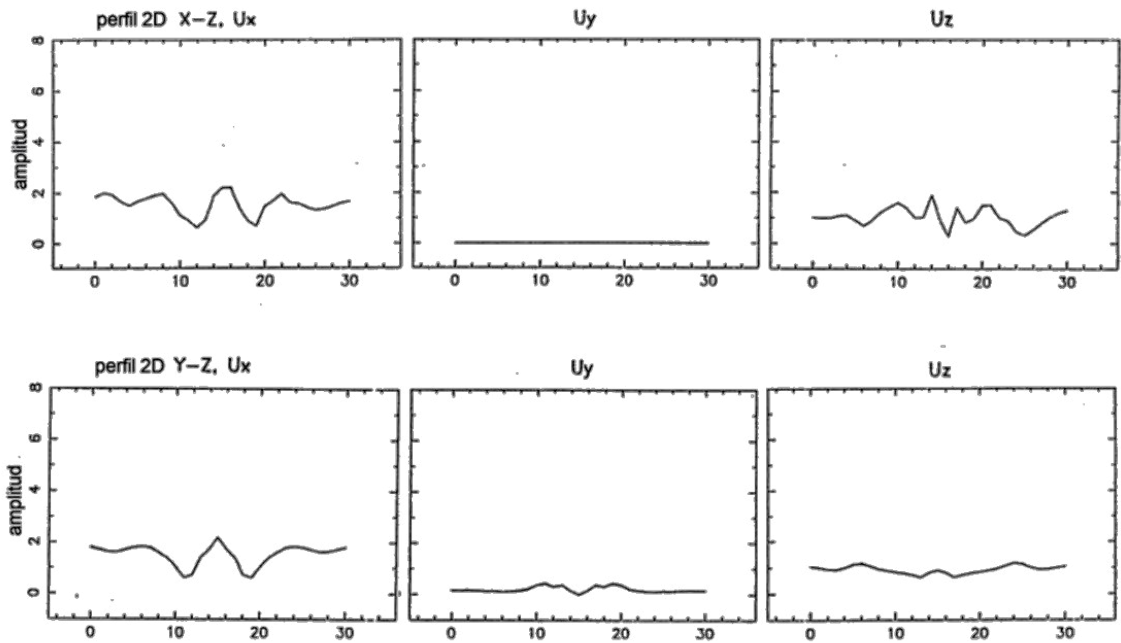


Figura 1.71 Vistas 3-D de la distribución de amplitudes de la respuesta del suelo de un cañón descrito en la Figura 1.57, para una onda SV incidente con un ángulo $\theta = 30^\circ$ y con ángulo azimutal $\phi = 0$ ($\eta = 1.5$). *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

Cañon, SV, $\theta = 30^\circ$, $\phi = 0^\circ$

$x = 15$, $y = 15$



$x = 12$, $y = 12$

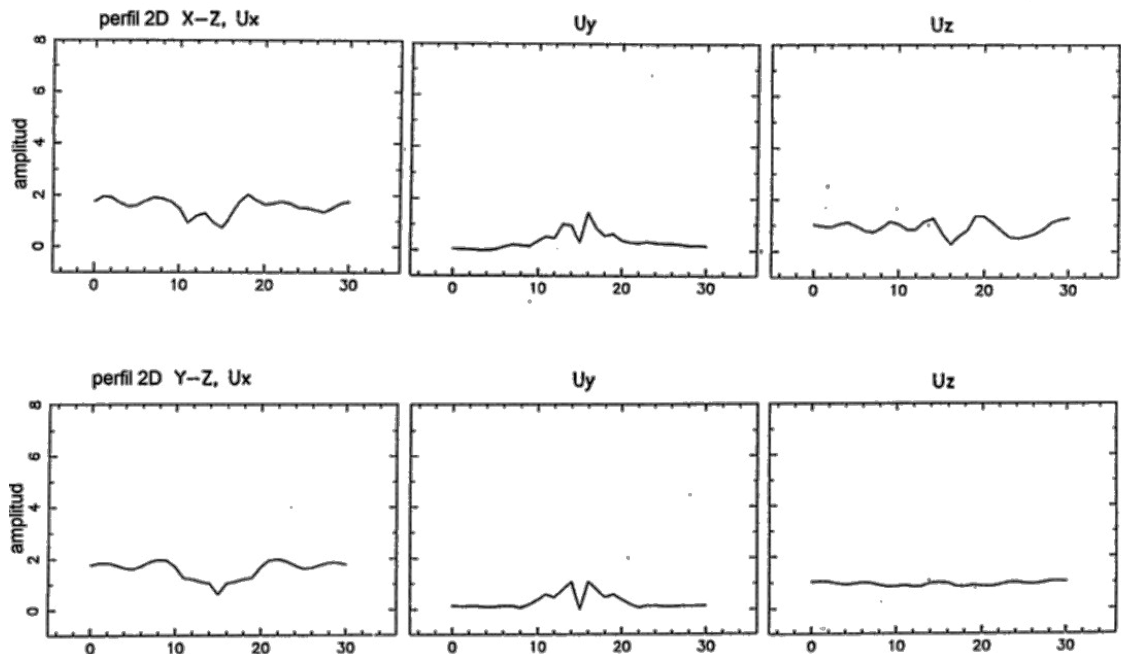


Figura 1.72. Distribución de amplitudes del movimiento del suelo a lo largo de dos perfiles 2-D perpendiculares (descritos en la Figura 1.59) del movimiento del suelo en 3-D debido a una onda SV incidente con un ángulo $\theta=30^\circ$ y un ángulo azimutal $\phi=0$, mostrado en la Figura 1.71. En general, las respuestas son simétricas a lo largo de los perfiles Y-Z, como se esperaba del tipo de incidencia. *Fuente.* Datos tomados de Benites and Haines (1994).

El nodo para U_y a lo largo de X observado en la incidencia vertical, se conserva, pero para los de U_y y U_z a lo largo de Y desaparece. Las respuestas son asimétricas con respecto a X y simétricas con respecto a Y, para ambos conjuntos de perfiles. Los caracteres de las respuestas de U_x a lo largo de X y Y cambian drásticamente en comparación con los de la incidencia vertical para ambos conjuntos de perfiles, lo que indica una fuerte dependencia en el ángulo de incidencia. Contrariamente a la mayoría de los casos en 2-D de incidencia SV inclinada, aquí las amplitudes son más pequeñas en general que los de la incidencia vertical, excepto para la componente vertical.

1.3.3 CONCLUSIONES

Benites and Haines (1994) realizaron el estudio paramétrico del movimiento del suelo de dos y tres estructuras topográficas tridimensionales en términos del tipo de onda sísmica incidente, frecuencia, ángulo de incidencia con respecto a la vertical, el ángulo azimutal, los parámetros elásticos del medio y dimensiones que definen la forma de la estructura. Los resultados más importantes de estos modelos teóricos se enumeran a continuación.

Modelos 2-D

- Para una colina en forma cosenoidal con dos depósitos de suelo, uno a cada lado, de cuencas similares (Caso 1), la máxima amplificación se produce siempre en las cuencas, para las frecuencias entre 1.6 y 2.3 Hz, e independiente del tipo de incidencia (P, SV o SH). La máxima amplitud es de aproximadamente 13 para la colina con propiedades de materiales homogéneos, y alrededor de 21 para aquella con la distribución heterogénea de la velocidad de la onda S en la base rocosa, para las ondas SH incidente horizontalmente (asemejándose a las ondas Love). Las respuestas en dominio de tiempo indican que las máximas amplitudes corresponden a la resonancia, en las cuencas. En la cima de la colina la onda incidente está fuertemente amplificada, hasta cuatro veces, pero los sismogramas calculados son de corta duración. Aunque el espectro es más bien plano, el pulso en dominio de tiempo puede producir grandes valores de amplitudes pico de la aceleración del suelo.

- El movimiento en la colina no se ve muy afectada por la presencia de las cuencas. Es decir, sus respuestas en los dominios de frecuencia y de tiempo son similares a las de una colina aislada en un semi-espacio, produciendo moderada amplificación y principalmente espectros planos a lo largo de su rango. Las máximas amplitudes son alrededor de 3 (unidades de desplazamiento de la onda incidente) que es aproximadamente el mismo para la colina aislada. El acoplamiento entre las cuencas y la colina está determinado por una onda generada en la colina y propagada horizontalmente a través de las cuencas.
- En términos de amplitud y variabilidad, las respuestas acopladas de las cuencas y la colina son sensibles al ángulo de incidencia.
- La no homogeneidad de la distribución de la velocidad de la onda S en la base rocosa (Caso 2) afecta significativamente las respuestas de las cuencas y la colina, en términos de variabilidad y amplitudes. Esto se aplica tanto en los dominios de frecuencia y de tiempo.
- Para la colina formada por capas de grava inmersas dentro de una cuenca sedimentaria (Caso 3) las máximas amplitudes, de hasta 20, se producen en los depósitos de sedimentos, cerca de los pies de la colina, para todos los tipos de onda incidente considerados. Las amplitudes en la colina son mucho más pequeñas en comparación, pero alcanzan un valor máximo de 5 para ondas SH incidentes horizontalmente. La variabilidad de las respuestas a lo largo de la colina es pequeña, en comparación con las de las cuencas, dando en su mayoría espectros planos.
- Las respuestas en dominio de tiempo muestran que la mayoría de los procesos de propagación de ondas se producen dentro de los sedimentos después de la llegada de la onda incidente. A excepción de la fuerte amplificación del impulso primario, sólo pequeñas fases dispersadas por las cuencas parecen llegar a las estaciones de la colina.
- Las amplificaciones en la base de la colina en el caso considerado aumentan con la frecuencia hasta 1.42 Hz, después disminuyen bruscamente.

Modelos 3-D

- La máxima amplitud de la respuesta de una colina en forma cosenoidal, o de montaña, con base cuadrada y propiedades homogéneas de los materiales se produce para la componente vertical, de hasta 8.5 (unidades de desplazamiento de la onda incidente) sobre la incidencia de una onda plana P. El efecto de la tercera dimensión en la parte superior de la colina es alterar fuertemente las componentes horizontales. Para el caso del cañón, los máximos valores de amplificación no superen 4 para todas las ondas incidentes consideradas.
- En general, el carácter de las respuestas tanto para cañón y colina, o de su variación espacial, depende débilmente en el ángulo azimutal de incidencia ϕ . Sin embargo, los perfiles nodales para un azimut particular, es decir a lo largo de los perfiles de una o más componentes de movimiento se anulan, desaparecen en diferentes azimuts.
- Las respuestas de ambas colina y cañón dependen fuertemente del ángulo de incidencia.
- Los movimientos en los perfiles de la sección transversal 2-D alejados del centro de la colina no se asemejan en absoluto a los que corresponden a los perfiles que pasan justo a través del centro. Esto se puede atribuir principalmente a los efectos 3-D porque, primero, la razón de la longitud de onda de entrada al tamaño de la colina en la base de estos perfiles es la misma que para el centro y, segundo, el efecto de cambio de la relación de forma debido solamente a menor altura no afecta fuertemente el carácter de la respuesta total.
- Los modelos 3-D de cañones revelan que cuando la respuesta de una de las componentes horizontales es nodal a lo largo de los perfiles que pasan por el centro, la respuesta de las otras componentes con respecto ya sea a X o Y se asemejan aproximadamente a las de un modelo equivalente 2-D (ver las Figuras 1.65 y 1.66, en comparación con la Figura 1.5). Esta semejanza se pierde cuando ninguna de las componentes horizontales es nodal. La semejanza a las respuestas 2-D no parecen ocurrir en el caso de la colina, sin embargo se requieren más experimentos numéricos

para estudiar el grado en que la respuesta calculada con los modelos 2-D es representativa de la respuesta en 3-D.

En general, los modelos propuestos no producen factores de amplificación del tamaño de los reportados en las observaciones (de hasta 30). El factor de amplificación más grande de los modelos complejos en 2-D puede estimarse en alrededor de 20 a partir de cocientes espectrales, teniendo como estaciones de sitio de referencia alejados de la colina. Los factores calculados utilizando estaciones de referencia cerca de la colina pueden ser muy variables. Por otro lado, los factores de amplificación en las cuencas, u otros sitios fuera de la colina, se pueden calcular con precisión de cocientes espectrales tomando como referencia un sitio en la colina (afloramiento), porque en todos los casos estudiados aquí y en las secciones anteriores, el carácter de la respuesta de la colina no parece estar fuertemente afectada por la geología local.

1.4 *Declaración del Problema*

Como se ha podido observar, el efecto de sitio ha sido estudiado de manera progresiva desde la evaluación experimental y el cálculo teórico tanto en sismología como en ingeniería sísmica, logrando acercarse a un avanzado entendimiento del fenómeno en diferentes casos por efecto de la topografía y de las condiciones geológicas locales. De los estudios mencionados anteriormente, se entiende que el grado de confiabilidad en los resultados experimentales es referencial para una real interpretación de los cálculos teóricos; por ello, los métodos experimentales que se aplican para el estudio del efecto de sitio deben evaluar de manera estricta este fenómeno. Hasta la actualidad en el desarrollo experimental, dos métodos experimentales son usados con mayor frecuencia en el estudio del efecto de sitio, tales son el de cocientes espectrales estándar (SSR) y el método de Nakamura (H/V) (usando datos reales de sismos y/o microtremores), el primero consiste en el cociente espectral del movimiento horizontal del sitio de estudio y el de un sitio de referencia, el segundo consiste en el cociente espectral del movimiento horizontal y el vertical en una misma estación. Sin embargo, la aplicabilidad de estos métodos se limita a estimar la frecuencia resonante fundamental y la amplitud (solamente por el método

SSR) dentro de un error de 10% en el caso de geología simple (capas planas horizontales) como es estudiado por Coutel and Mora (1998), quienes además encontraron que estos métodos eran incapaces de mostrar los efectos 2-D tales como efectos de focalización y efecto de borde en un valle, puesto que, en comparación con un modelo numérico en 2-D, mostraban resultados incorrectos o poco confiables. Por consiguiente, el objetivo de esta tesis es evaluar y aplicar un método experimental que, a partir de registros sísmicos entre dos estaciones una en suelo y otra en roca (como referencia), pueda calcular estrictamente el efecto de sitio en cualquier escenario sísmico (capas planas horizontales, colinas, cañones, valles, acantilados, etc.) y en diferentes condiciones del suelo, de tal manera que pueda mostrar toda la información del efecto de sitio tanto en amplitud y orientación en función de las frecuencias. Este método es la generalización, desarrollado por Benites and Caldwell (2011), del método de cocientes espectrales SSR incorporando el acoplamiento entre las tres componentes de movimiento de ambas estaciones, lo que incluye el efecto de la tridimensionalidad de la estratigrafía, observado en los estudios de topografía 3-D por Benites and Haines (1994). Además, usando la teoría inversa estocástica (Aki and Richards, 1980) se encuentra el menor grado de influencia del ruido entre los registros de ambas estaciones. De esta manera se representa estrictamente la transferencia de movimiento en una matriz $G_{3 \times 3}$.

La aplicación de la Matriz G es realizada en la región de Wellington- Lower Hutt, Nueva Zelanda, con el propósito de determinar y analizar el efecto de sitio de hasta 15 Hz en los sitios donde se ubican las estaciones sísmicas de la región. 22 estaciones en total donde se analizará la variabilidad en los coeficientes de amplificación y sus respectivas orientaciones. Este análisis nos permitirá tener un amplio grado de comprensión de los diferentes casos de efecto de sitio y la especialización en el método de la Matriz de Función de Transferencia (MFT3-D).

CAPITULO II

METODO DE LA MATRIZ DE FUNCION DE TRANSFERENCIA G

2.1 *Introducción*

Tal como ha sido definido en el capítulo anterior, el efecto de sitio es el efecto ejercido por las condiciones geológicas locales sobre el movimiento del suelo al paso de ondas sísmicas. Estas ondas sísmicas pueden ser causadas por vibraciones del suelo, las cuales están clasificadas en sismos (fuertes y débiles), microsismos y microtemblores. Los sismos pueden ser generados por erupción volcánica y por ruptura de fallas geológicas. Los microsismos son generados por fenómenos naturales como el oleaje, las tormentas y depresiones barométricas. Los microtemblores, llamados también ruido ambiental o ruido cultural o microtemblores, son generados por eventos artificiales producto de la actividad humana como tráfico, maquinaria industrial y explosiones. A diferencia de los microsismos que pueden ser de frecuencias menores o iguales a 1 Hz, los microtemblores son generalmente de frecuencias mayores a 1 Hz (periodos cortos) porque el ruido producido por actividad humana, el que sea, tiene que ser de alta frecuencia; puesto que, para producir baja frecuencia se tendría que tener una fuente que, al menos, sea del tamaño de $1/4$ de longitud de onda; esto es, suponiendo que tenemos una onda de frecuencia 0.2 Hz, si la velocidad de la onda es $v = 500$ m/s, la longitud de onda es $\lambda = 2500$ m. La pregunta sería de donde podríamos tener una fuente que tenga $2500/4 = 625$ m para generar vibraciones del suelo en periodo largo.

El efecto de sitio ha sido estudiado por varios investigadores aplicando diferentes métodos experimentales a partir de los registros de ondas sísmicas. Los métodos

comúnmente usados son: Sediment to bedrock spectral ratio (SBSR), Sediment to bedrock noise ratio (SBNR), Horizontal to vertical noise ratio (HVNR) y Horizontal to vertical spectral ratio (HVSr). Estos métodos se realizan asumiendo linealidad, esto es, expresando en el espectro de Fourier, que el registro sísmico o sismograma registrado $U(\omega)$ en cualquier sitio se pueda expresar como el efecto combinado de la radiación de la fuente $F(\omega)$, los efectos de trayectoria $P(\omega)$ (de dispersión, atenuación intrínseca y atenuación por dispersión geométrica) y el efecto de sitio $S(\omega)$.

$$U(\omega) = F(\omega).P(\omega).S(\omega) \quad (2.1)$$

La ecuación (2.1) en el tiempo será expresado como la convolución de los efectos mencionados.

$$u(t) = f(t) * p(t) * s(t) \quad (2.2)$$

Un resumen detallado por Coutel and Mora (1998), presenta el planteamiento de los métodos mencionados como sigue:

➤ ***Sediment to Bedrock Spectral Ratio (SBSR)***

Es la técnica más común para estimar el efecto de sitio, llamada también Standard Spectral Ratio (SSR) o cociente espectral, desarrollada por primera vez por Borchardt (1970). El efecto de sitio es estimado a partir del cociente entre el espectro del registro sísmico en una estación en el sitio y el espectro del registro sísmico en una estación de referencia, generalmente en roca.

De la ecuación (2.1), se puede expresar un registro en la estación en el sitio $U_s(\omega)$ como

$$U_s(\omega) = F_s(\omega).P_s(\omega).S_s(\omega) \quad (2.3)$$

donde $F_s(\omega)$, $P_s(\omega)$ y $S_s(\omega)$ es el efecto de fuente, efecto de trayectoria y efecto de sitio para la estación en el sitio, respectivamente.

De manera similar, se puede expresar un registro en la estación de referencia $U_R(\omega)$ como

$$U_R(\omega) = F_R(\omega) \cdot P_R(\omega) \cdot S_R(\omega) \quad (2.4)$$

donde $F_R(\omega)$, $P_R(\omega)$ y $S_R(\omega)$ es el efecto de fuente, efecto de trayectoria y efecto de sitio para la estación de referencia, respectivamente.

Si la distancia entre la estación en el sitio y la estación de referencia es mucho menor que la distancia hipocentral, los dos sitios tendrán similar efecto de fuente y de trayectoria (es decir, $F_S(\omega) = F_R(\omega)$ y $P_S(\omega) = P_R(\omega)$). Por otro lado, la distancia entre ambas estaciones no debe ser muy corta para evitar que los registros sísmicos se contaminen en bajas frecuencias. Si la distancia entre ambas estaciones es menos de un cuarto de la longitud de onda más larga considerada en el estudio, el grado en que son afectadas es mucho menor. De esta manera, ambas estaciones tendrán diferente efecto de sitio. Se asume, asimismo, que la estación de referencia es seleccionada a priori tal que su efecto de sitio sea mínimo ($S_R(\omega) \approx 1$) en comparación con el del sitio de estudio. En tal caso, la estación de referencia es la mejor representación de la radiación sísmica incidente desde la fuente sobre las dos estaciones. De esta forma, se obtiene el efecto de sitio $S_S(\omega)$ a partir del cociente espectral \mathbf{sr} como se observa en la siguiente ecuación.

$$\mathbf{sr} = \frac{U_S(\omega)}{U_R(\omega)} = S_S(\omega) \quad (2.5)$$

Generalmente, los cocientes espectrales son calculados para las correspondientes componentes de movimiento en ambos sitios (por ejemplo, Borchardt, 1970; King and Tucker, 1984). \mathbf{sr} se calcula mediante la selección de ventanas de tiempo del registro sísmico de la estación en suelo y la estación de referencia, $u_S(t)$ y $u_R(t)$ respectivamente, usualmente entre 5 y 10 segundos, centrados en los máximos valores de la onda S, calculando los espectros correspondientes y dividiendo sus valores absolutos. \mathbf{sr} es un número complejo, calculado para cada frecuencia, llamado también función de transferencia; puesto que, la función de transferencia de un sistema es una que transfiere una señal de entrada (al sistema) a una función salida del sistema; para el presente caso, graficada comúnmente como amplitud versus frecuencia usando su valor absoluto (parte real de \mathbf{sr}), es la función que

transfiere el movimiento de una componente del movimiento en roca, a una componente del movimiento en el sitio. En la práctica, se acostumbra a eliminar las variaciones bruscas de amplitudes de frecuencia a frecuencia en los espectros de cada estación, utilizando interpolación, conocido también como suavización o ‘smoothing’, de igual modo se suaviza el cociente espectral sr . El objetivo es evitar inestabilidades que resulten cuando los valores del denominador sean cercanos a cero (Konno and Ohmachi, 1998).

La ecuación (2.5) es una medida del efecto de sitio pero no es determinante si corresponde a un solo sismo. Para que sea determinante debe corresponder a muchos sismos registrados en ambas estaciones a la vez. La selección de sismos debe asegurar versatilidad de magnitudes y dirección de incidencia (azimut), teniendo en cuenta de no exceder el régimen lineal expresado en la ecuación (2.1). En otras palabras, para que la ecuación (2.5) sea representativa de las condiciones geológicas locales del sitio, la curva sr vs frecuencia debe tener una mínima dependencia de las características del sismo. Teniendo eso en cuenta, el efecto local de sitio es determinado por el promedio de los valores sr para cada frecuencia. Esto generalmente se presenta como el promedio \overline{sr} vs frecuencia y las correspondientes desviaciones estándar.

En el pasado, la tecnología involucrada en registrar el movimiento del suelo (sismómetros) era mayormente analógica y su respuesta dinámica se centraba alrededor de 1 Hz. En los últimos veinte años la tecnología ha evolucionado considerablemente, dando lugar a sismómetros y registradores digitales de ancha banda, o ‘broadband’, que aseguren el registro en ancha banda de 0 a 100 Hz. Es deseable colocar este tipo de registradores en ambas estaciones para asegurar que ambas capturen las características locales de movimiento con alta resolución. En tal caso, la comparación será una representación genuina del efecto de sitio.

➤ *Sediment to Bedrock Noise Ratio (SBNR)*

Esta técnica está basada en la propuesta de Borchardt (1970), la diferencia está en que se usa registros de microsismos. El SBNR tiene igual formulación que el Standard Spectral Ratio.

Los métodos SBSR y SBNR son los más utilizados para la estimación del efecto de sitio. Sin embargo, cuando se aplica este método a registros sísmicos (usando SBSR), se compensa las contribuciones de fuente y trayectoria, pero si se usan registros de microsismos (usando SBNR) que dependen en su mayoría de fuentes locales, el cociente espectral que se obtiene no necesariamente compensa la contribución de la fuente en los registros.

➤ ***Horizontal to Vertical Noise Ratio (HVNR)***

Es un método propuesto por Nakamura (1989), llamado también método H/V, que elimina el efecto de fuente y trayectoria. Esta técnica basada en el uso de registros de microtemores, obtuvo el interés de muchos investigadores por su bajo costo, rapidez de la aplicación en campo registrando ruido ambiental con pocas estaciones y la simplicidad del análisis pues no es necesaria la selección manual de ventanas de tiempo. Nakamura expuso que sobre un rango amplio de frecuencias, la componente vertical de los microtemores no se encontraba influenciado considerablemente por la capa de sedimento blando que yacía en el basamento rocoso; es decir, asumió que el efecto de las ondas Rayleigh en la componente vertical de los microtemores era casi nulo. Por lo tanto, propuso calcular el cociente espectral S_N como:

$$S_N = \frac{H_S}{V_S} \quad (2.6)$$

donde H_S representa el espectro de frecuencia de la componente horizontal (NS o EW) y V_S la vertical calculados en el sitio. La ecuación 2.6 considera también que

$$\frac{H_B}{V_B} \approx 1 \quad (2.7)$$

donde H_B y V_B representan el espectro de frecuencia horizontal y vertical, respectivamente, calculados en la base de la capa de sedimento blando, es decir, en el basamento.

La razón S_N también se puede expresar en términos de la suma de las dos componentes horizontales como se muestra en la siguiente relación

$$S_N = \frac{\sqrt{(H_{S-EW})^2 + (H_{S-NS})^2}}{V_S} \quad (2.8)$$

➤ ***Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr)***

Esta técnica está basada en la hipótesis de Nakamura (Ecuación 2.7), la diferencia está en que se usa registros sísmicos. El HVSr tiene igual formulación que la Ec. 2.6.

La validez de estas estimaciones ha sido estudiada por varios autores, tanto experimentalmente como teóricamente, en términos de frecuencia, propiedades geométricas y elasticidad del sitio, y la polaridad de las ondas incidentes (P, SV y SH). Las aplicaciones han sido mayormente para movimiento débil del suelo (deformación relativa menor que 10^{-3}). La extrapolación para movimiento fuerte requiere el conocimiento geotécnico de la dureza del suelo, o reología del suelo (Beresnev and Wen, 1996).

Coutel and Mora (1998), realizaron la evaluación de los métodos mencionados usando sismogramas sintéticos generados por incidencia de ondas sísmicas planas en una dimensión (1D) y bidimensional (2D), como también registros de sismos reales. En general, sus conclusiones parecían favorecer a los métodos SBSr y HVSr sobre el método HVNR para revelar resonancias y el periodo de resonancia fundamental, alrededor de 10% de error. En general, todos los cocientes de una sola componente fallan en la evaluación de efectos 2D tales como la convergencia de la energía sísmica debido a las características geométricas y el contraste de impedancia de un valle, llamado también efecto de focalización o ‘focussing effects’, y la interferencia constructiva de ondas superficiales con ondas de cuerpo en el borde de un valle, llamado también efecto de borde o ‘edge effects’.

Tres aspectos de los métodos SBSR y HVSR son relevantes en nuestro enfoque. El primero es hasta qué punto en términos de amplitud los efectos de la superficie cercana localizada en el sitio de referencia podrían sesgar los factores de amplificación estimados en los cocientes espectrales. En otras palabras, ¿que tan bien el movimiento registrado en el sitio superficial en un afloramiento rocoso representa la onda incidente en la base del sitio en suelo? Yu and Haines (2003) usaron 4 estaciones de referencia en roca en sus estudios de movimiento de suelo en Parkway, un pequeño valle en las afueras de Wellington, Nueva Zelanda, y muestran que los cocientes espectrales varían con la elección de la estación de referencia. Estos autores atribuyen la variabilidad observada a la naturaleza altamente meteorizada del afloramiento rocoso de grauvaque (o 'greywacke', roca sedimentaria formada por la consolidación de los minerales que resultan de la disgregación del granito). Steidl *et al.* (1996) realizaron un detallado estudio para evaluar que tan buena una estación de referencia puede ser; usando sismos regionales y locales registrados en la superficie y en pozos en 2 sitios de roca dura cercano a las Montañas San Jacinto, California, para comparar espectros en la superficie y en el fondo del pozo. La hipótesis es que el registro en el fondo del pozo representa la onda incidente. En general, encuentran que, para los sismos registrados en la superficie y a 300 m. en el fondo del pozo en el sitio en roca, los espectros correspondientes son casi los mismos para frecuencias de hasta los 5 Hz, pero el espectro en la superficie se incrementa en amplitudes para frecuencias mayores con picos alrededor de 12 Hz de valores cuatro veces mayor que los del fondo del pozo, atribuyendo la amplificación a la capa meteorizada en la superficie cercana.

El segundo aspecto es la presencia del ruido en los registros sísmicos, que puede influenciar fuertemente en los cocientes espectrales calculados (Aki and Richards, 1980). Esto es particularmente importante cuando los cocientes son promediados con varios sismos para dar una estimación del efecto de sitio. Generalmente se acostumbra seleccionar sismos con altas razones de señal/ruido y se asume que el efecto del ruido es despreciable. Sin embargo, se considera que el tratamiento apropiado del ruido en cocientes espectrales es debido a Pisarenko (1970), quien usó el método de máxima verosimilitud o 'maximum-likelihood estimation', para encontrar los valores más probables del cociente de amplitudes y sus correspondientes fases. Este método considera la varianza del cociente espectral

debido al ruido para ambas estaciones, tanto en la estación en suelo como en la estación en roca (Aki and Richards, 1980).

El último aspecto es el acoplamiento entre todas las componentes de movimiento de los sitios en suelo y en roca. Cualquiera de las componentes de movimiento en el sitio en suelo debe resultar de la acción de las fuerzas ejercidas por las tres componentes de movimiento de la onda incidente en su base. El tamaño de cada contribución está determinado por una función de transferencia entre las componentes, incluyendo el acoplamiento cruzado. De esta manera, la función de transferencia, con tres componentes de entrada, debe ser una matriz cuyos elementos i,j transfieren el movimiento de la componente de entrada 'j' en la componente de salida 'i'. Por lo tanto, asumiendo que el sitio de referencia en roca representa adecuadamente la onda incidente, los factores de amplificación estimados de los cocientes espectrales (SSR) serán menos precisos porque estos no toman en cuenta la contribución total en magnitud y fase de cada componente de movimiento incidente.

El carácter tridimensional (3D) del efecto de sitio ha sido abordado por Tumarkin (1998) y por Paolucci (1999). Cada uno de estos autores propone una matriz de función de transferencia 3x3 cuyos elementos representan el acoplamiento entre los pares de componentes de movimiento de suelo en cada frecuencia. Aunque Tumarkin (1998) establece que los elementos de la matriz pueden ser obtenidos de la solución de máxima verosimilitud de un sistema de ecuaciones sobreestimado, Tumarkin no entra en mayores detalles y directamente presenta sus resultados de aplicación del método para registros de una distribución de sismómetros en diferentes profundidades de un pozo en el valle Garner, Sur de California. Por otro lado, Paolucci (1999) calcula los elementos de la matriz de función de transferencia para dos casos genéricos, una topografía superficial libre y un valle cilíndrico, cada uno con un determinado conjunto de parámetros elásticos y geométricos. En cada uno, Paolucci calcula el movimiento del suelo debido a cada uno de los tres movimientos incidentes perpendiculares y los correspondientes elementos de la matriz de transferencia usando las salidas para cada uno de los movimientos de entrada. Además, convoluciona la matriz sintética de transferencia con acelerogramas reales registrados en diferentes tipos de suelos rígidos y roca, y realiza un estudio comparativo con el correspondiente cociente espectral estándar. Paolucci (1999)

llega a la conclusión de que los términos del acoplamiento cruzado provocan la dispersión de las amplitudes graficadas en la función de transferencia del sitio, presentando valores pico que pueden interpretarse como resonancias si se calcula con el método de cociente espectral estándar. En el presente estudio, no es necesario el conocimiento previo de la geología local del sitio y se elabora un esquema de inversión basado en la inversa estocástica (Franklin, 1970; Aki and Richards, 1980), para calcular una función de transferencia de movimiento del suelo 3D, transmitiendo el acoplamiento de las tres componentes del movimiento registrado en un sitio en suelo y en un sitio cercano en roca. Esta función de transferencia en dominio de la frecuencia, la que es llamada como la matriz \mathbf{G} , es una matriz compleja 3×3 o, equivalentemente, dos matrices reales 3×3 que representan la amplitud y la fase de las relaciones entre el movimiento del sitio en el suelo y el sitio en roca.

Los valores principales de estas matrices determinan la amplitud y la dirección de la amplificación máxima en el sitio en suelo en función de la frecuencia. La elección de la inversa estocástica se basa tanto en la presencia de ruido en los registros como en el hecho de que cada sismo puede ser considerado como un ejemplo independiente de movimiento polarizado tanto en el sitio en roca y en el sitio en suelo. Dentro del régimen lineal, aumentando el número de sismos aumentará el número de polaridades que se utilizaran en el análisis, de esta manera, proporcionamos así estimaciones robustas y estables de \mathbf{G} . En esencia, se extiende el análisis de Pisarenko (1970) para el caso de las tres componentes acopladas.

2.2 ***Método: Formulación Matemática***

Representemos los vectores de movimiento del suelo $\mathbf{s}_{(f)}$ y $\mathbf{r}_{(f)}$ en el dominio de la frecuencia en un sitio en suelo y en un sitio cercano en roca, respectivamente, en la frecuencia f . Si G_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$) es la función de transferencia entre el movimiento de las ondas en la dirección j en el sitio en roca y el movimiento de las ondas en la dirección i en el sitio en suelo, la relación lineal más general entre las tres componentes de los dos vectores es:

$$\begin{aligned}
s_1 &= G_{11}r_1 + G_{12}r_2 + G_{13}r_3 \\
s_2 &= G_{21}r_1 + G_{22}r_2 + G_{23}r_3 \\
s_3 &= G_{31}r_1 + G_{32}r_2 + G_{33}r_3,
\end{aligned} \tag{2.9}$$

Por simplicidad se ha omitido la dependencia en la frecuencia.

La ecuación (2.9) implícitamente asume linealidad en el medio elástico de los sitios en roca y en suelo. Asumiendo que el sitio en roca representa con precisión el movimiento de entrada de la onda incidente, los G_{ij} s representan los efectos de la geología local cerca de la superficie del sitio en suelo.

El problema se reduce a encontrar la matriz compleja G_{ij} de nueve incógnitas en el caso general donde no es simétrica. Al menos tres pares no paralelos de vectores de datos (s_1, s_2, s_3) y (r_1, r_2, r_3) son necesarios para resolver la ecuación (2.9), pero, mediante el uso de muchos sismos registrados en ambos sitios (suelo y roca), será posible garantizar la estabilidad y la convergencia de \mathbf{G} para valores que representan mejor el efecto del sitio sobre el movimiento del suelo y la independencia de la ubicación del sismo.

Llamemos $\mathbf{s}^{(k)} = (s_1^{(k)}, s_2^{(k)}, s_3^{(k)})$ y $\mathbf{r}^{(k)} = (r_1^{(k)}, r_2^{(k)}, r_3^{(k)})$ los vectores de datos correspondientes a los sismos $k: 1; 2; 3 \dots N$ (N es el número de sismos). Estableciendo una ecuación similar a la ecuación (2.9) para cada par k y arreglándolo en forma matricial, se obtiene:

$$\begin{pmatrix} s_1^{(1)} & s_1^{(2)} & s_1^{(3)} & \cdots & s_1^{(N)} \\ s_2^{(1)} & s_2^{(2)} & s_2^{(3)} & \cdots & s_2^{(N)} \\ s_3^{(1)} & s_3^{(2)} & s_3^{(3)} & \cdots & s_3^{(N)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1^{(1)} & r_1^{(2)} & r_1^{(3)} & \cdots & r_1^{(N)} \\ r_2^{(1)} & r_2^{(2)} & r_2^{(3)} & \cdots & r_2^{(N)} \\ r_3^{(1)} & r_3^{(2)} & r_3^{(3)} & \cdots & r_3^{(N)} \end{pmatrix}$$

$\mathbf{s} = \mathbf{G}\mathbf{r},$ (2.10)

donde \mathbf{s} y \mathbf{r} son matrices $3 \times N$ (rectangulares).

A diferencia de la mayoría de los problemas de inversión en sismología en los que, dado un vector de datos \mathbf{d} , un modelo de vectores \mathbf{m} es calculado a partir de un modelo matemático asumiendo $\mathbf{d}=\mathbf{Gm}$, donde \mathbf{G} es un operador prescrito; en el presente caso, \mathbf{G} es calculado suponiendo que las matrices \mathbf{s} y \mathbf{r} son conocidas. Esto se llama un problema de identificación de sistema (Aster *et al.*, 2005).

Teniendo $N \geq 3$, la Ecuación (2.10) puede ser resuelta por un sencillo esquema de inversión de mínimos cuadrados, pero esto no consideraría la varianza de las amplitudes de la señal y el ruido de sismo a sismo. Para nuestro análisis, hemos seleccionado sismogramas con una relación señal-ruido de al menos 4/1. Para cada frecuencia, la variabilidad de las amplitudes de sismo a sismo se puede medir por la matriz de covarianza de las tres componentes de movimiento. Teniendo $\boldsymbol{\tau}$ y $\boldsymbol{\sigma}$ las matrices de covarianza

$$\boldsymbol{\tau} = \begin{pmatrix} \tau_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{21} & \tau_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{31} & \tau_{32} & \tau_{33} \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

correspondiente al ruido del pre-evento en los sitios en suelo y roca, respectivamente, donde

$$\tau_{ij} = \frac{1}{N-1} \left| \sum_{k=1}^N (s_i^{(k)} - \bar{s}_i)(s_j^{(k)} - \bar{s}_j)^* \right| \quad (2.13)$$

y

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{N-1} \left| \sum_{k=1}^N (r_i^{(k)} - \bar{r}_i)(r_j^{(k)} - \bar{r}_j)^* \right| \quad (2.14)$$

()* denota el conjugado complejo, y $(\bar{})$ es el valor medio.

La inversa estocástica \mathbf{G}^{-1} es la matriz que minimiza el valor de

$$(\mathbf{G}^{-1}\mathbf{s}^{(k)} - \mathbf{r}^{(k)})(\mathbf{G}^{-1}\mathbf{s}^{(k)} - \mathbf{r}^{(k)})^\dagger \quad (2.15)$$

para cada k , donde $()^\dagger$ indica la matriz adjunta.

Siguiendo la correspondiente formulación de Aki and Richards (1980), la inversa estocástica se puede escribir como $\boldsymbol{\sigma}\mathbf{G}^\dagger\boldsymbol{\tau}^{-1}$. Siendo $\boldsymbol{\tau}$ y $\boldsymbol{\sigma}$ simétricas y definidas positivas, las matrices de covarianza se pueden factorizar como

$$\boldsymbol{\tau} = \mathbf{S}\boldsymbol{\Lambda}_s\mathbf{S}^\dagger \quad (2.16)$$

y

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{R}\boldsymbol{\Lambda}_r\mathbf{R}^\dagger \quad (2.17)$$

donde \mathbf{S} y \mathbf{R} son matrices ortogonales cuyos elementos son los vectores propios de $\boldsymbol{\tau}$ y $\boldsymbol{\sigma}$, respectivamente, y $\boldsymbol{\Lambda}_s$ y $\boldsymbol{\Lambda}_r$ son matrices diagonales cuyos elementos son los valores propios de $\boldsymbol{\tau}$ y $\boldsymbol{\sigma}$, respectivamente. A continuación introducimos una transformación de variables $\mathbf{s}^{(k)}$ y $\mathbf{r}^{(k)}$ de tal manera que

$$\begin{aligned} \mathbf{s}^{(k)'} &= \boldsymbol{\Lambda}_s^{-1/2}\mathbf{S}^\dagger\mathbf{s}^{(k)} \\ \mathbf{r}^{(k)'} &= \boldsymbol{\Lambda}_r^{-1/2}\mathbf{R}^\dagger\mathbf{r}^{(k)} \end{aligned} \quad (2.18)$$

donde ' denota las variables transformadas. Insertando éstas en $\boldsymbol{\sigma}\mathbf{G}^\dagger\boldsymbol{\tau}^{-1}\mathbf{s}^{(k)} = \mathbf{r}^{(k)}$, obtenemos

$$\mathbf{R}\boldsymbol{\Lambda}_r\mathbf{R}^\dagger\mathbf{G}^\dagger\mathbf{S}\boldsymbol{\Lambda}_s^{-1}\mathbf{S}^\dagger\mathbf{S}\boldsymbol{\Lambda}_s^{1/2}\mathbf{s}^{(k)'} = \mathbf{R}\boldsymbol{\Lambda}_r^{1/2}\mathbf{r}^{(k)'}$$

o

$$\left[\mathbf{G}^{-1}\right]'\mathbf{s}^{(k)'} = \mathbf{r}^{(k)'}, \quad (2.19)$$

donde

$$\left[\mathbf{G}^{-1}\right]' = \boldsymbol{\Lambda}_r^{1/2}\mathbf{R}^\dagger\mathbf{G}^\dagger\mathbf{S}\boldsymbol{\Lambda}_s^{-1/2} \quad (2.20)$$

Podemos transformar la ecuación (2.20) en una forma similar a la ecuación (2.10) para obtener la ecuación matricial

$$[\mathbf{G}^{-1}]' \mathbf{s}' = \mathbf{r}' \quad (2.21)$$

\mathbf{G}^{-1} , $s^{(k)}$, y $r^{(k)}$ ahora se expresan en las variables transformadas.

De la ecuación (2.20), la inversa estocástica está dada por

$$[\mathbf{G}^{-1}]' = [\mathbf{r}' \mathbf{s}'^\dagger + \mathbf{r}' \mathbf{r}'^\dagger] [\mathbf{s}' \mathbf{s}'^\dagger + \mathbf{s}' \mathbf{r}'^\dagger]^{-1} \quad (2.22)$$

Calculamos \mathbf{G}^{-1} transformando $[\mathbf{G}^{-1}]'$ a las variables originales mediante la transformación de la ecuación (2.19) y finalmente encontramos $\mathbf{G} = [\mathbf{G}^{-1}]^{-1}$.

En otras palabras, los registros de ambas estaciones son expresados de tal manera que, esencialmente, la señal y el efecto del ruido se separan, o factorizan. Esto, a su vez, permite factorizar \mathbf{G} en términos de una \mathbf{G}' sin ruido operada por matrices correspondientes al ruido en cada estación. De esta manera el cálculo de \mathbf{G}' se puede hacer por simple mínimos cuadrados, y \mathbf{G} se obtiene de la relación entre \mathbf{G} y \mathbf{G}' .

2.3 Cálculo de la Matriz \mathbf{G} para el Área de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda

La región de Wellington-Lower Hutt, considerado como el Área Metropolitana de Wellington (AMW) en Nueva Zelanda, se encuentra localizado dentro de la frontera convergente-oblicua entre las placas tectónicas Australiana y Pacífica; asimismo, es cortada por el segmento austral de la falla de Wellington de aproximadamente 75 km de largo, llamado el segmento del Valle Wellington-Hutt (Langridge *et al.*, 2005; Berryman, 1990). Como consecuencia, es cortada por varias fallas geológicas activas principales, y no es poco frecuente que sea sacudida por sismos moderados a fuertes,

de campo medio a lejano; y que por tanto, generen efectos de sitios debido a los diferentes tipos de suelo que existen en la región.

En el presente estudio se ha calculado la matriz **G** a partir de registros sísmicos en el Área Metropolitana de Wellington (ver Figura 2.1) entre los años 2008 y 2015, con magnitudes en el rango de 4.0 - 7.0, correspondiendo, de acuerdo a su distancia epicentral y magnitud, al movimiento del suelo en campo de medio a lejano. Las estaciones INSS y POTS son las estaciones de referencia para Lower Hutt y el centro de Wellington, respectivamente (representados con triángulos de color amarillo en la Figura 2.2). Estas estaciones están ubicadas en roca dura y son consideradas como buenos sitios de referencia (Sritharan and McVerry, 1992; Taber and Smith, 1992). Las estaciones en suelo y en roca están descritas en el Cuadro 2.1. Los sismos han sido seleccionados tal que los ángulos de incidencia en el AMW sea vertical o casi vertical, para esto se tiene en cuenta que el valor del contraste de impedancia entre los sedimentos y el basamento permiten una incidencia de tendencia vertical en el AMW. En general, las profundidades hipocentrales de los registros sísmicos usados varían entre los 15 y 55 km.

Las orientaciones de las componentes horizontales en todas las estaciones utilizadas en el estudio están referenciadas a las coordenadas geográficas norte y este, con índice 1 para la componente norte, índice 2 para la componente este, e índice 3 para la componente vertical (positivo hacia arriba). El intervalo de tiempo de muestreo es 0.005 s; y teniendo en cuenta que los sismogramas registrados en cada estación son, en general, de diferente duración, se incrementó su duración (adicionando ceros) o se truncaron para la misma duración de 163.84 s, muestreado por 32768 puntos de tiempo. Se han escogido ventanas de tiempo que incluyan los arribos de las ondas P y S (se muestra algunos ejemplos en el Anexo A); se enfatiza que las ventanas de tiempo excluyen las ondas superficiales y ondas codas que arriben en las estaciones de suelo y de referencia; esto con el propósito de excluir cualquier otro efecto relacionado a estas ondas de cuerpo indirectas. Generalmente, estas ventanas son entre 10 y 20 segundos, como se muestra en la Figura 2.3 para un sismo registrado en las estaciones INSS (roca) y BMTS (suelo).

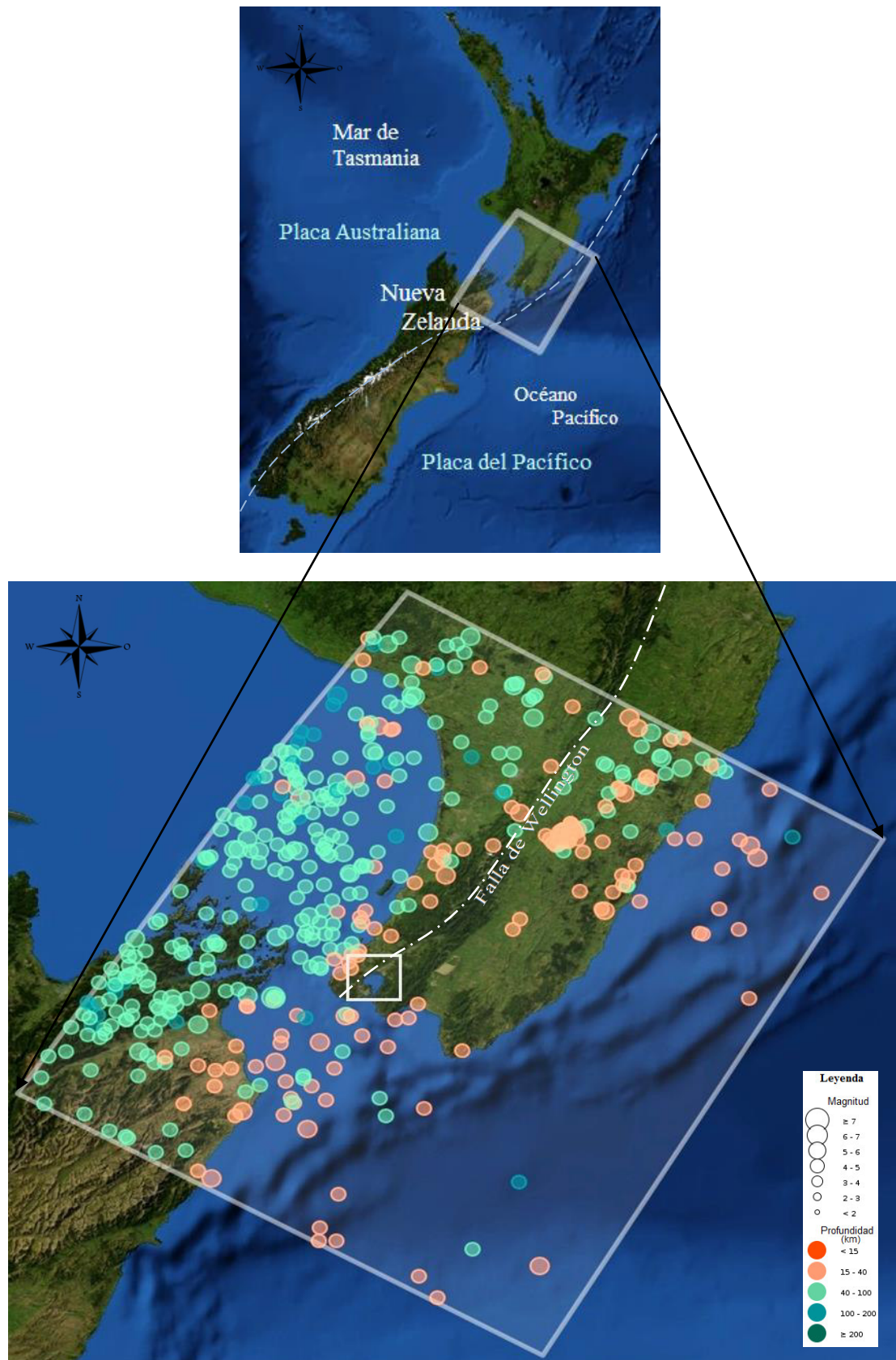


Figura 2.1 Ubicación del área de estudio y distribución de hipocentros de los sismos ocurridos en el periodo de 2008 a 2015. En la imagen inferior, el rectángulo pequeño cubre el Área Metropolitana de Wellington; y el rectángulo grande cubre el área de la distribución epicentral donde fueron seleccionados los sismos para este estudio. *Fuente.* Imagen tomada de GeoNet-GNS Science.

Adicionalmente, se complementaron los resultados con los obtenidos por Benites and Caldwell (2011) que corresponden al cálculo de la matriz G de 10 estaciones en suelo (etiquetadas con triángulos de color celeste en la Figura 2.2) y las correspondientes estaciones de referencia (POTS e INSS) para el área de estudio, con registros sísmicos entre los años 2000 y 2007, de magnitudes en el rango 3.9 - 6.2. De esta manera, se podrá evaluar y comparar los resultados obtenidos en estaciones sísmicas cercanas y/o de similares condiciones geológicas locales. El intervalo de tiempo de muestreo para los registros adicionales es 0.01 s y la duración de las ventanas de tiempo (ya sea adicionando ceros o truncando el registro) es de 40.96 s, muestreado por 4096 puntos de tiempo. Generalmente estas ventanas son entre 10 y 15 segundos, con la selección estricta de ondas P y S.

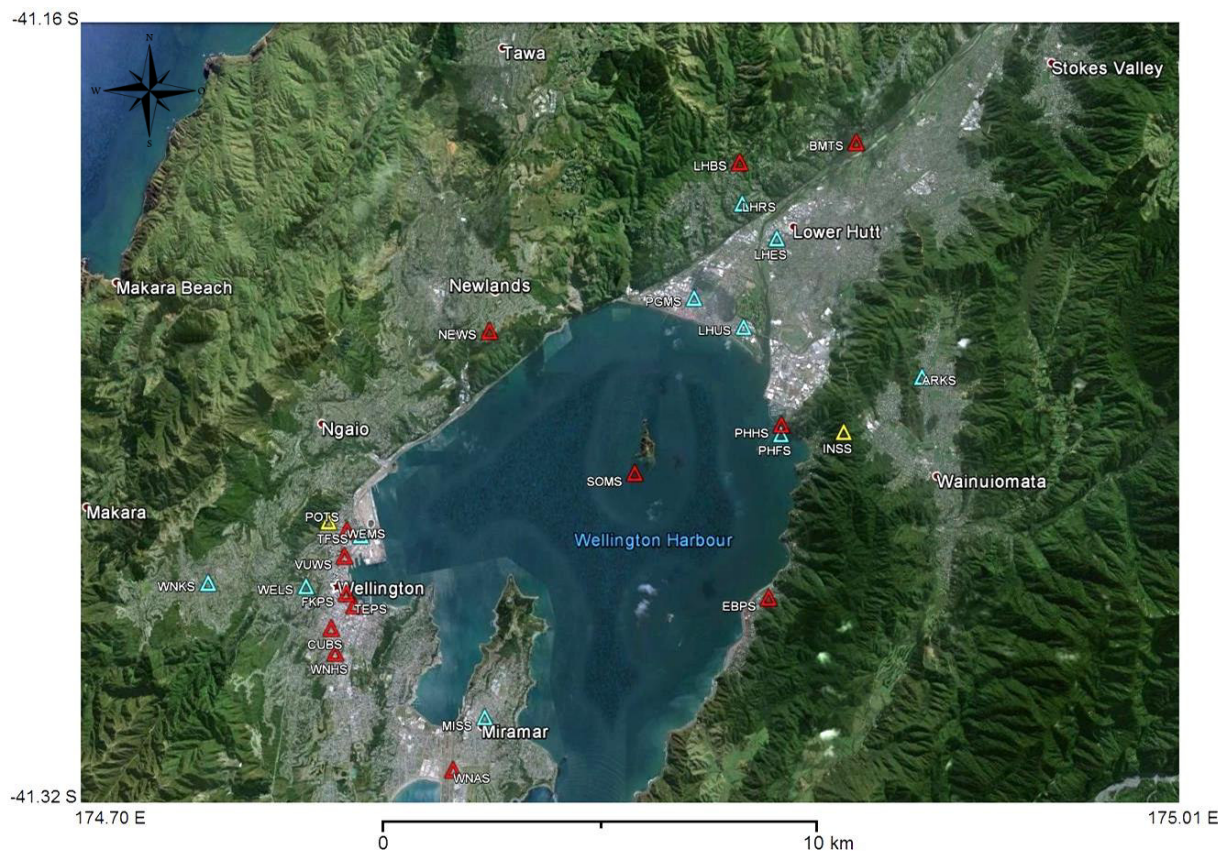


Figura 2.2 Ubicación de las estaciones sísmicas usadas para el estudio del efecto de sitio en el AMW. Las estaciones están representadas con triángulos; los de color amarillo son estaciones de referencia (estación POTS para el área del centro de Wellington y estación INSS para el área de Lower Hutt), los de color rojo (con registros sísmicos de 2008-2015) y los de color celeste (con registros sísmicos de 2000-2007, del estudio de Benites and Caldwell (2011)) son las estaciones de estudio. Fuente. Imagen desarrollada en Google Earth.

Cuadro 2.1 Descripción de los suelos de cada uno de los sitios donde están localizados las estaciones sísmicas, utilizadas en este estudio, para el AMW. Las estaciones de referencia INSS y POTS están localizadas en sitios en roca. Las etiquetas para los tipos de suelo son A= arena gravosa con conchas y/o arcilla limosa (aluvión), B= arcilla limosa azul (marina), C= grava y/o grava con arena limosa dura, D= suelo marino (wildford marine), E= grava basal, F=basamento (roca grauvaca). Fuente. Datos tomados de GeoNet-GNS Science.

		Tipo de Suelo y Espesor (m) [†]					Profundidad al Basamento (m) [†]	
Nº	Estaciones	A	B	C	D	E	F	V _{S30} (m/s)
01	INSS						0	453
02	POTS						0	
03	BMTS							
04	CUBS							
05	EBPS	2	10				12	541
06	FKPS	10	20				30	
07	LHBS	5					5	
08	NEWS							
09	PHHS							
10	SOMS							
11	TEPS	15	75	30			120	
12	VUWS							
13	WEMS	<10		110			120	
14	WNAS	16.5	20.5	27			64	
15	WNHS	3					3	
16	PGMS	10	5-15	60	20	200	295	195
17	LHUS	10	10	35	15	100-150		212
18	PHFS						10	
19	ARKS	5						130
20	LHES	10	40	230			280	
21	LHRS	<1					10	632
22	TFSS	5	145				150	268
23	WNKS	50					50	
24	WELS	2					2	628
25	MISS	12	9	40			61	266

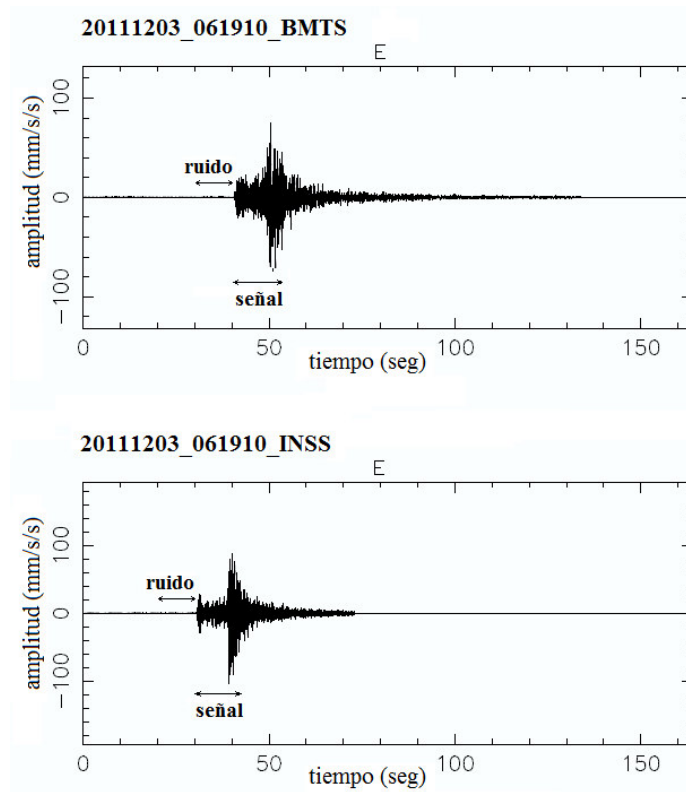


Figura 2.3 Ejemplo de un sismo de magnitud Mw 5.1 registrado en las estaciones BMTS e INSS, usado para la inversión de G. Se muestra la selección usual de la ventana de tiempo para el ruido y la señal. La etiqueta en la esquina superior izquierda, en cada sismograma, indica la fecha y la hora local del sismo, y el nombre de la estación sísmica.

2.4 Discusión de resultados

Estrictamente hablando, la matriz G representa la función de transferencia del vector de las tres componentes de movimiento del sitio en roca al vector de las tres componentes del movimiento del sitio en suelo. Los cálculos están en el rango de frecuencias de hasta 15 Hz (las irregularidades o “glitches” menores de 1 Hz reflejan la carencia en las frecuencias bajas de los sismos de movimiento débil). Los valores de los términos fuera de la diagonal dependen no solo de las amplitudes espectrales de las correspondientes componentes sino también de los ángulos del movimiento con respecto a las coordenadas de medición (usualmente geográficas). Dichos términos definen la simetría de la respuesta y pueden ser mayores o menores que los términos de la diagonal.

A continuación vamos a analizar tres casos del cálculo de la matriz G de manera representativa, como son el caso de topografía elevada en la estación LHBS (ubicado en el Área de Normandale), el caso de borde de un valle con diferentes estratos en TEPS (ubicado en el Museo de Te Papa) y el caso especial de una colina con sedimentos circundantes en la estación SOMS (ubicado en la Isla Somes).

En la Figura 2.4 tenemos la matriz G para la estación LHBS en el lado Noroeste de la falla de Wellington, en el área de Lower Hutt, y con la estación INSS como referencia. La matriz de transferencia de LHBS se muestra asimétrica, como se espera para la mayoría de los casos, porque G contiene las diferentes respuestas propias a los aspectos tridimensionales del sitio. En general, podemos observar que los altos valores de G_{13} y G_{23} (para frecuencias altas, mayores a los 3 Hz), en particular, revelan transferencia significativa del movimiento vertical en movimientos horizontales; y los menores valores de G_{31} y G_{32} , revelan mínima transferencia de los movimientos horizontales en el movimiento vertical.

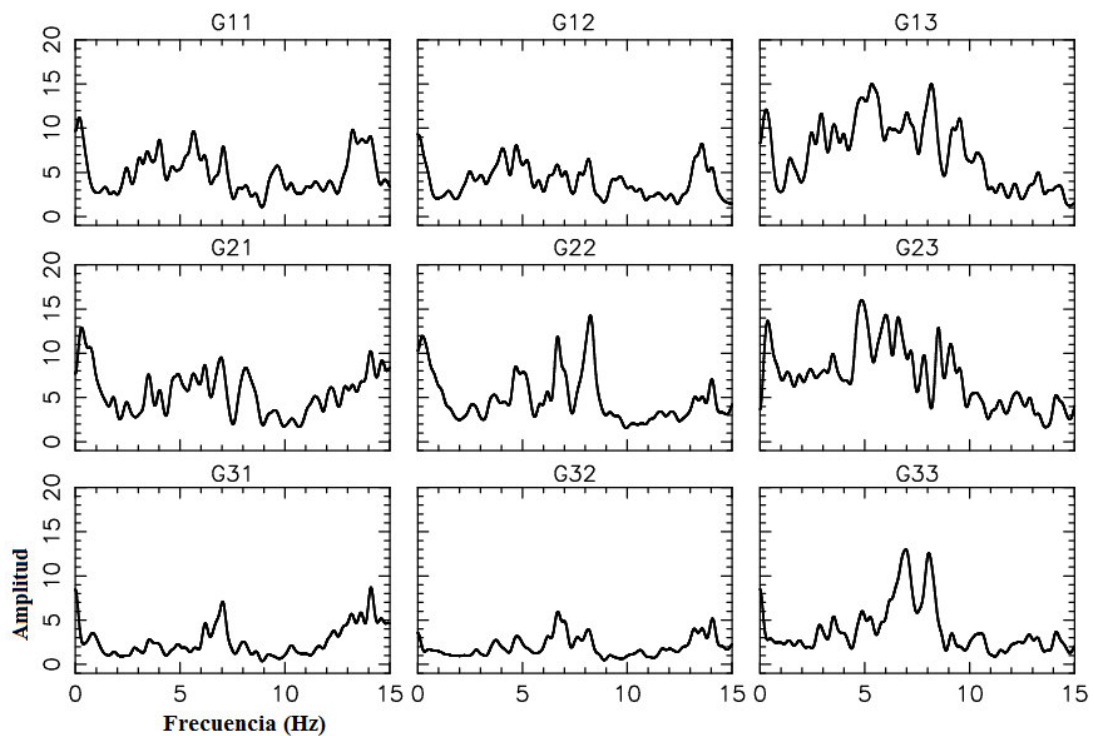


Figura 2.4 Matriz G para la estación LHBS, con INSS como estación de referencia.

Un mayor análisis de la matriz G nos permite verificar la aplicación del método H/V (Nakamura, 1989) en el cual se usa el registro de microtemores para la estimación de la frecuencia fundamental del suelo; cabe resaltar que siendo los microtemores oscilaciones libres que reverberan verticalmente en los sedimentos del suelo, la aplicación del método H/V se enfoca solamente a suelos con estructura geológica simple (Coutel and Mora, 1998); en comparación a esto, el cálculo de la Matriz de Función de Transferencia G , usando registros de sismos, contendrá la transferencia del movimiento del suelo en las tres direcciones (x,y,z), lo que nos permite determinar el efecto de sitio en cualquier estructura geológica compleja. Por lo tanto, podemos observar que las componentes G_{13} y G_{23} representarían los resultados del análisis por el método H/V (para cada una de las componentes horizontales del sitio en suelo, $i=1$ para "x" e $i=2$ para "y"), esto en el caso que se cumplan las dos condiciones del método de Nakamura; las cuales son, primero, que el cociente espectral entre la componente vertical en suelo y la componente vertical en el basamento sea igual a 1, tal que se pueda despreciar el efecto de las ondas Rayleigh, y segundo, que el H/V en el basamento sea igual a 1 (Nakamura, 1989); sin embargo, al menos la primera condición no se cumple como se observa en la componente G_{33} de la matriz G , en la Figura 2.4, siendo esta componente la que representaría la primera condición de Nakamura, y que para el caso de la estación LHBS tenemos altos factores de amplificación (de hasta 13) para frecuencias mayores a 6 Hz.

En la Figura 2.5 se muestra el análisis para la estación TEPS (ubicado en la base del Museo Te Papa) en el área del centro de Wellington, con la estación POTS como referencia. En general, podemos observar que los altos valores, para frecuencias bajas (menores a los 3 Hz), de las dos primeras filas de G (para G_{ij} con $i=1,2$; $j=1,2,3$), en particular, revelan transferencia significativa de las tres componentes del movimiento incidente en movimientos horizontales del sitio; en decir, la mayor transferencia del movimiento incidente de un sismo será hacia las componentes horizontales del sitio en la estación TEPS; y por otro lado, los menores valores de G_{31} , G_{32} y G_{33} , revelan mínima transferencia de las tres componentes del movimiento incidente (para $j= 1,2$ y 3) en el movimiento vertical en el sitio.

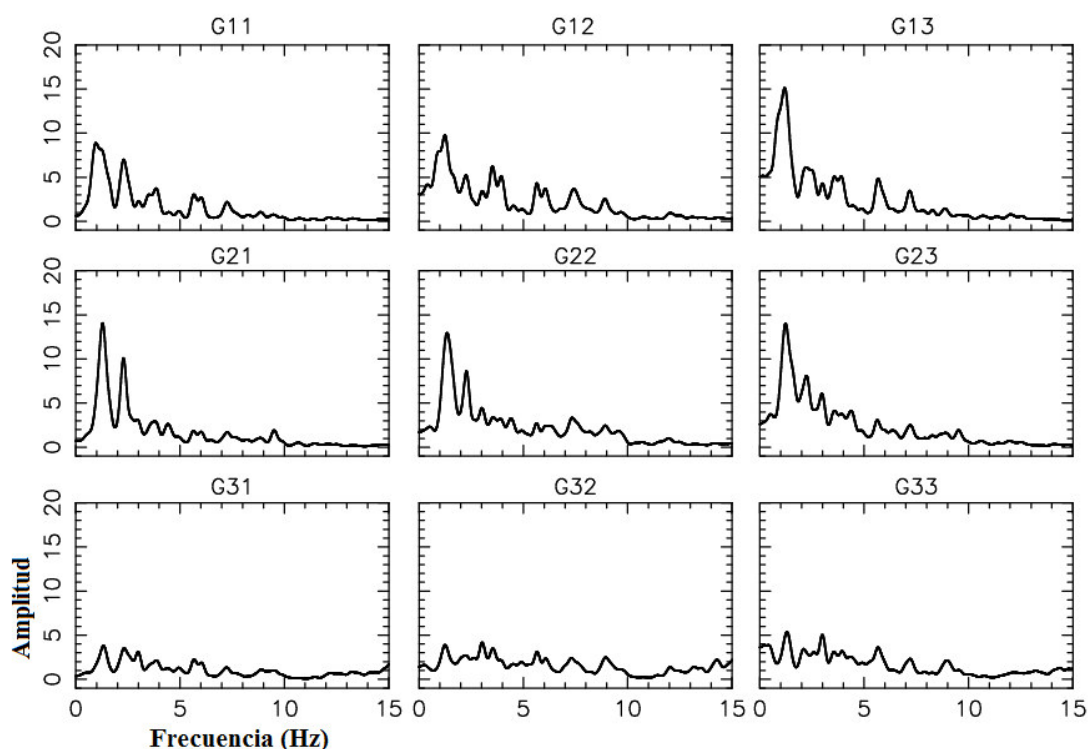


Figura 2.5 Matriz G para la estación TEPS, con POTS como estación de referencia.

Para un análisis similar al del caso anterior en la aplicación del método H/V, podemos observar que la componente G_{33} aparentemente muestra un espectro casi plano, indicando resultados confiables en la aplicación del método de Nakamura, los cuales mostrarían resultados que, en el caso de TEPS, serían G_{13} y G_{23} ; sin embargo, cabe resaltar que solo se estaría tomando dos componentes de la matriz G para un análisis que requiere la estricta evaluación del factor de amplificación en el estudio del efecto de sitio.

Para la Figura 2.6 tenemos el análisis para el caso de la Isla Somes, como un caso especial de una colina rodeada por sedimentos que yacen en la bahía de Wellington. Para nuestro análisis se ha considerado a la estación POTS como referencia. En general, observamos que todas las componentes presentan similares altos valores de amplificación para frecuencias altas (mayores a 5 Hz), lo que podría indicar una transferencia casi homogénea del movimiento incidente al sitio en SOMS. Un análisis inverso se muestra en la Figura 2.7, teniendo a la estación SOMS como referencia; si bien se considera a POTS como una buena estación de referencia, se

desea evaluar a SOMS como referencia en el rango de bajas frecuencias y, por ende, si existe algún posible efecto de sitio en POTS.

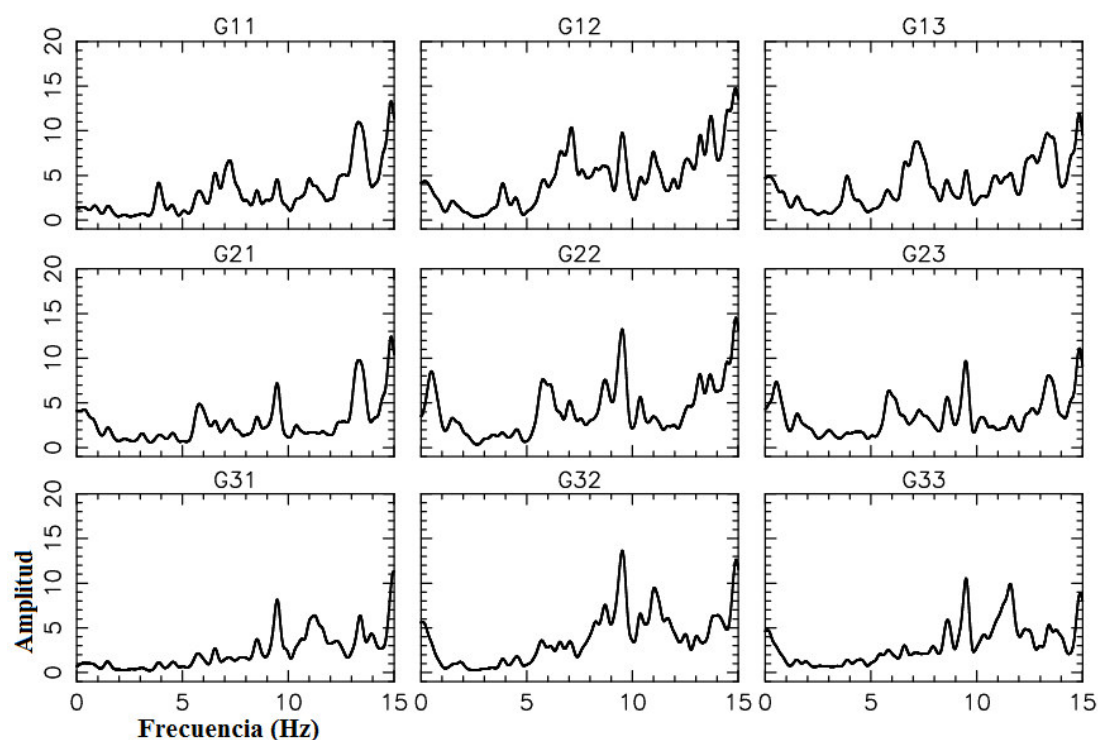


Figura 2.6 Matriz G para la estación SOMS, con POTS como estación de referencia.

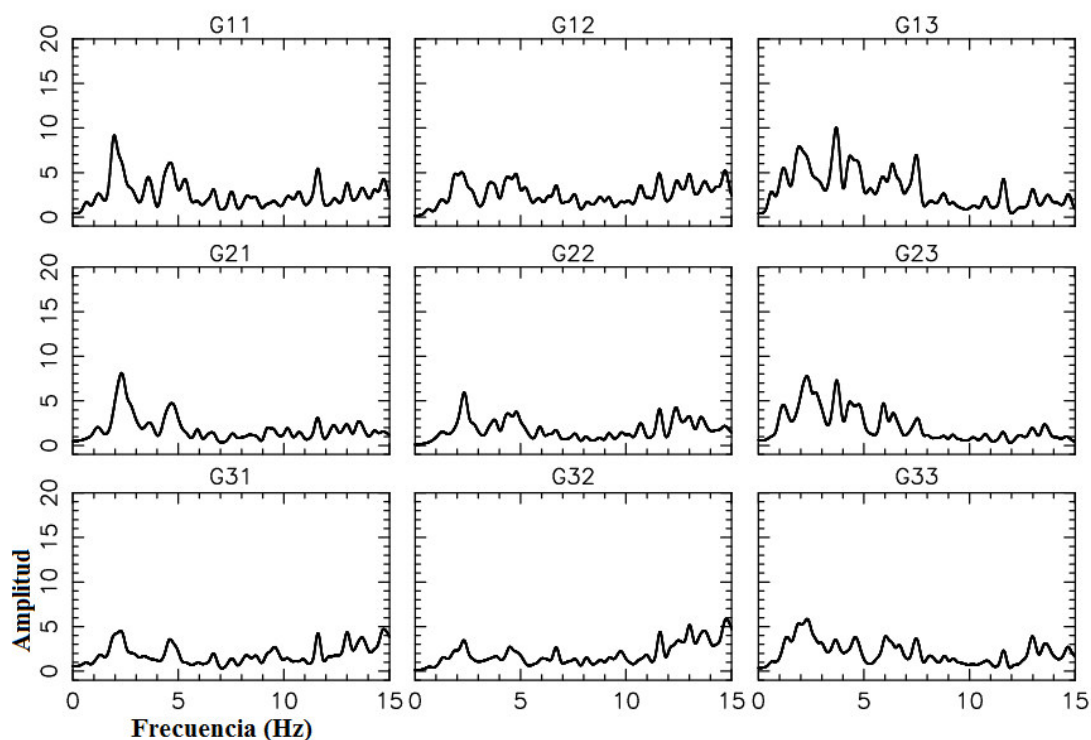


Figura 2.7 Matriz G para la estación POTS, con SOMS como estación de referencia.

CAPITULO III

COMPARACION DE LA MATRIZ G Y EL METODO DE COCIENTE ESPECTRAL ESTANDAR SSR

3.1 *Descomposición en Valor Singular*

Como se indicó previamente, la Matriz de Función de Transferencia \mathbf{G} es compleja: es decir, está compuesta de 2 matrices \mathbf{G}_{re} y \mathbf{G}_{im} , conteniendo a la magnitud y la fase del movimiento relativo entre la estación en suelo y la estación en roca, respectivamente. Para calcular la máxima respuesta que representa el efecto de sitio, se debe calcular los valores y direcciones principales (ejes) de cada \mathbf{G}_{re} y \mathbf{G}_{im} . Luego, se debe obtener una matriz simple llamada \mathbf{S} conteniendo estos valores principales en grupos de dos (nueve valores de vectores). Los valores principales y los ejes de \mathbf{S} determinan un límite superior en la amplificación y la correspondiente dirección del movimiento relativo entre el suelo y la roca. Esto debe ser calculado para cada frecuencia.

Teniendo en cuenta que, en general, \mathbf{G} es asimétrica, se usa la descomposición del valor singular (SVD) para encontrar los valores y direcciones principales de las matrices \mathbf{G}_{re} y \mathbf{G}_{im} . Esto, a su vez, determina los vectores principales $\mathbf{s}_{re}(j)$ y $\mathbf{s}_{im}(j)$, $j=1, 2, 3$ para \mathbf{G}_{re} y \mathbf{G}_{im} , respectivamente. La matriz \mathbf{S} está construida por la adición de estos vectores principales:

$$\mathbf{S}(i, j) = \sqrt{s_{re}^2(i) + s_{im}^2(j) + 2\cos(\theta_{ij})} \quad (3.1)$$

Donde $\cos(\theta_{ij}) = \mathbf{s}_{re}(i) \cdot \mathbf{s}_{im}(j)$, con $(i,j) = 1,3$.

Los valores principales de \mathbf{S} (G_p , G_q y G_n [$G_p \geq G_q \geq G_n > 0$]) y las direcciones ortogonales asociadas \vec{p} , \vec{q} y \vec{n} limitan los máximos valores posibles de la amplificación de la respuesta de sitio. G_p , G_q y G_n comprenden los ejes de un elipsoide que representa el efecto de sitio para cada frecuencia (Benites and Caldwell, 2011).

Además, los ángulos de Euler del elipsoide son calculados abarcando la respuesta con respecto a las coordenadas geográficas y se grafica el azimuth y el ángulo de inclinación (en blanco y gris, respectivamente) como funciones de frecuencia que se puede ver en la figura de valores principales para las estaciones de estudio anteriormente analizadas (ver Figura 3.1-, 3.7 impares).

3.2 Discusión de Resultados

A manera de comparación del método por la matriz de Función de Transferencia G , se ha calculado los cocientes espectrales por el método de razón espectral estándar R11, R22 y R33 para las estaciones en el Área Metropolitana de Wellington usando los mismos registros de sismos que se usaron en el cálculo de G . Para cada estación, se ha calculado el promedio geométrico y la desviación estándar para las tres componentes para todos los sismos. En las figuras de cocientes espectrales (ver Figura 3.2-3.8, pares) la línea entera es el resultado del cociente espectral y la línea cortada (de guiones y puntos) corresponde a las desviaciones estándar.

Para el presente análisis revisaremos los factores de amplificación, calculados por la descomposición singular de la matriz G en las estaciones LHBS, TEPS y SOMS y los obtenidos por los cocientes espectrales, por el método de cociente espectral estándar, respecto a las estaciones de referencia en el área del centro de Wellington y el área de Lower Hutt (INSS y POTS como estaciones de referencia, respectivamente).

En la Figura 3.1, para el caso de LHBS, podemos observar su factor de amplificación pico de 16.10 para la frecuencia 5.6 Hz, esto nos sugiere atribuir las altas

amplificaciones, en este rango de frecuencias, al efecto topográfico (ver Figura 1.7, Davis and West (1973)) ya que esta estación se ubica a 236 m. de altura, cerca a la cima de una cadena de colinas; además, presenta similar respuesta que la estación LHRS, ubicada en el mismo lado de la colina pero a la mitad de la altura, con similares características topográficas (Benites and Caldwell, 2011), mostrando factores de amplificación de hasta 13 en el mismo rango de frecuencias que LHBS. Asimismo, tenemos en la Figura 3.2 la evaluación con el método SSR, donde podemos observar que las amplitudes son menores (menos del 50%) que las altas amplitudes calculadas por G y que además, su desviación estándar es amplia debido en gran parte (y como se espera para la mayoría de los casos) por efecto del ruido que no es reducido en el método SSR, dificultando definir picos y/o efectos de amplificación sísmica.

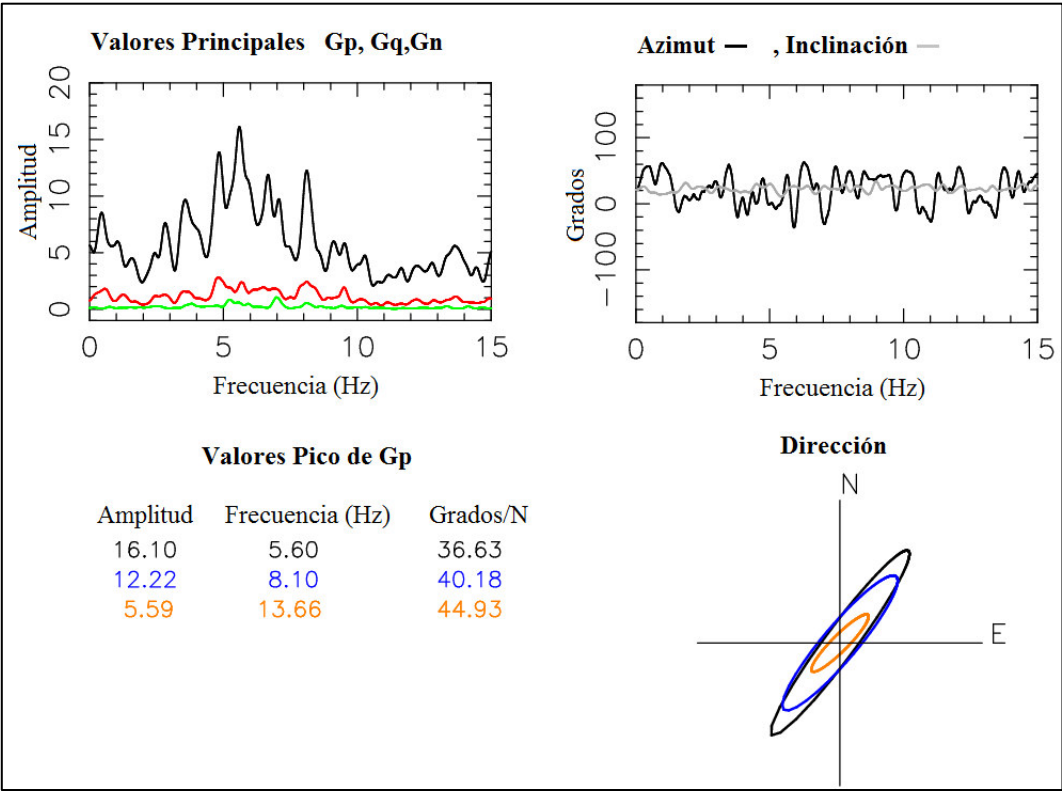


Figura 3.1 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación LHBS.

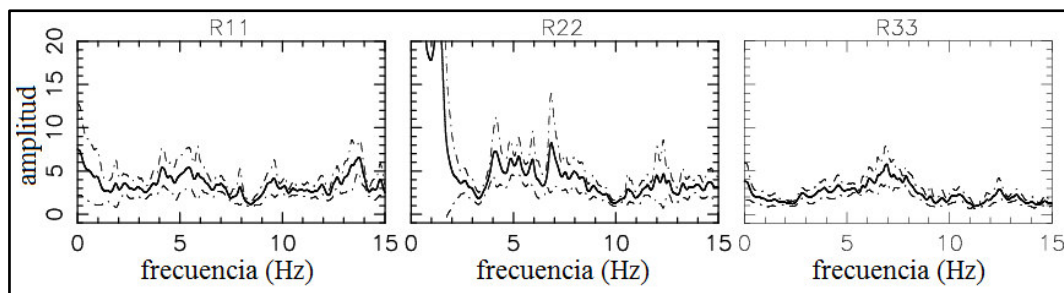


Figura 3.2 Cálculo por el método SSR para la estación LHBS.

En la Figura 3.3, para el caso de TEPS, podemos observar su factor de amplificación pico de 18.81 para la frecuencia 1.25, este alto valor correspondería al efecto de borde del valle (Kawase, 1996; Adams *et al.*, 2003) que en gran medida depende de la curvatura de la interface (relación de forma) del valle y del contraste de impedancia de los sedimentos con el basamento (esta dependencia se observa en los estudios por Bard (1983), Figura 1.28); asimismo, los picos posteriores con magnitudes mayores a 4, en frecuencias mayores a 2Hz, corresponderían a la atenuación intrínseca en los diferentes estratos del valle de Wellington donde se ubica la estación (con un espesor total de sedimentos de 120 m aprox. de acuerdo al Cuadro 2.1). Por otro lado, tenemos en la Figura 3.4 la evaluación del método SSR para la estación TEPS; cómo podemos observar claramente los valores de amplitud son mucho menores (de hasta el 25%) que los calculados por la matriz G (luego de la descomposición singular), estos bajos valores se atribuyen, en gran parte a que el método SSR solo considera la transferencia de componente a componente entre la estación en roca y en suelo, y no la transferencia acoplada del movimiento entre ambas estaciones.

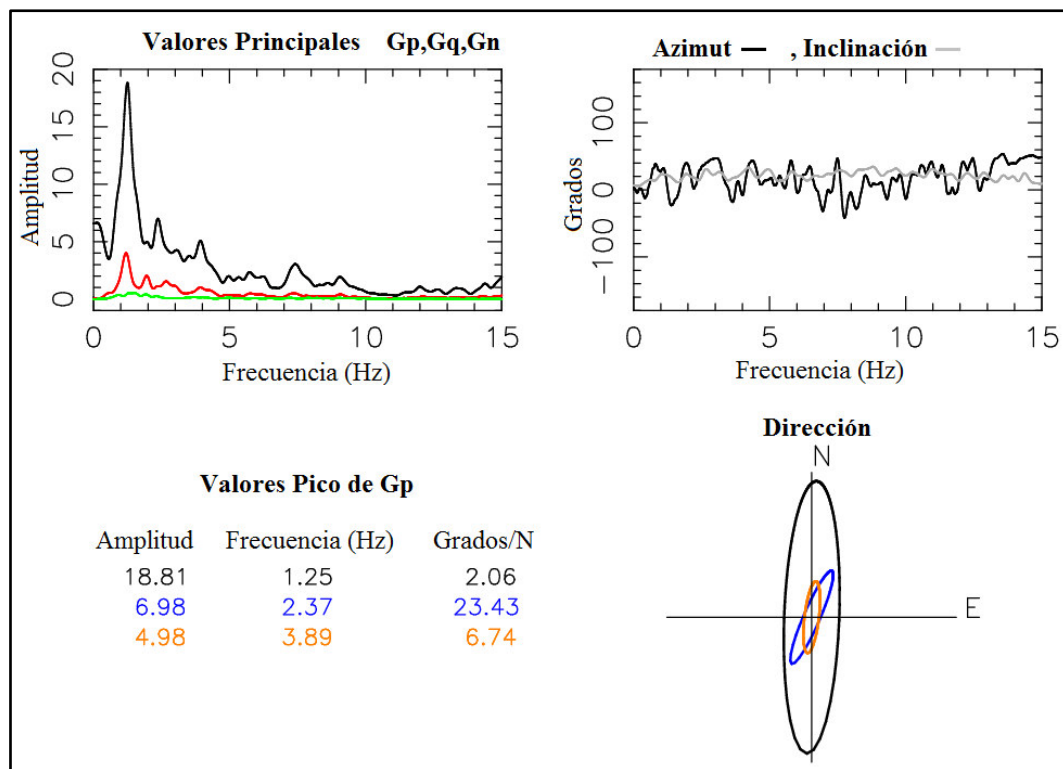


Figura 3.3 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación TEPS.

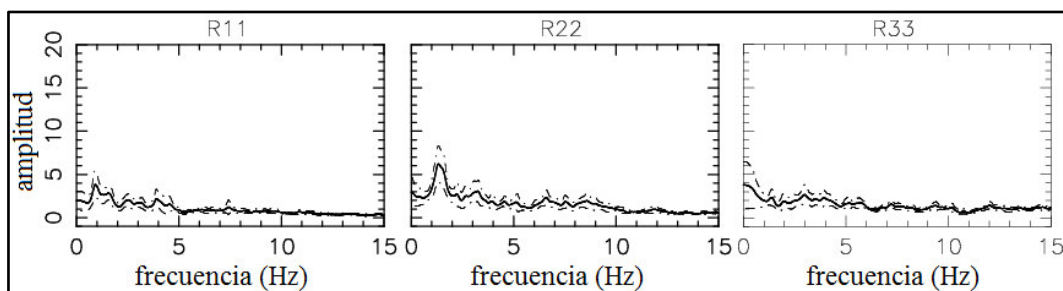


Figura 3.4 Cálculo por el método SSR para la estación TEPS.

En la Figura 3.5, para el caso de SOMS, se puede observar su factor de amplificación pico de 13.31 para la frecuencia 9.55 Hz, este alto valor es atribuido a las altas amplificaciones por efecto topográfico (Bouchon *et al.*, 1996), que se producen en la parte lateral cerca a la cima de la colina donde se ubica la estación SOMS. Asimismo, se observa que para frecuencias menores a 5 Hz tenemos un espectro aparentemente plano, lo cual también se observa, en los resultados obtenidos por Benites and Olsen (2005) quienes calcularon un modelamiento numérico de hasta 1.5 Hz con diferencias finitas, con el propósito de estudiar el efecto de las heterogeneidades más prominentes en escala del orden de 10-20 km, mostrando que, ante la incidencia de un sismo en la

falla de Wellington, la isla Somes no presentaría un efecto de sitio, en las bajas frecuencias, sino más bien un efecto de focalización por difracción de las ondas a través de su topografía. Asimismo, tenemos en la Figura 3.6 la evaluación con el método SSR, donde podemos observar que las amplitudes son menores (menos del 50%) que las altas amplitudes calculadas por G.

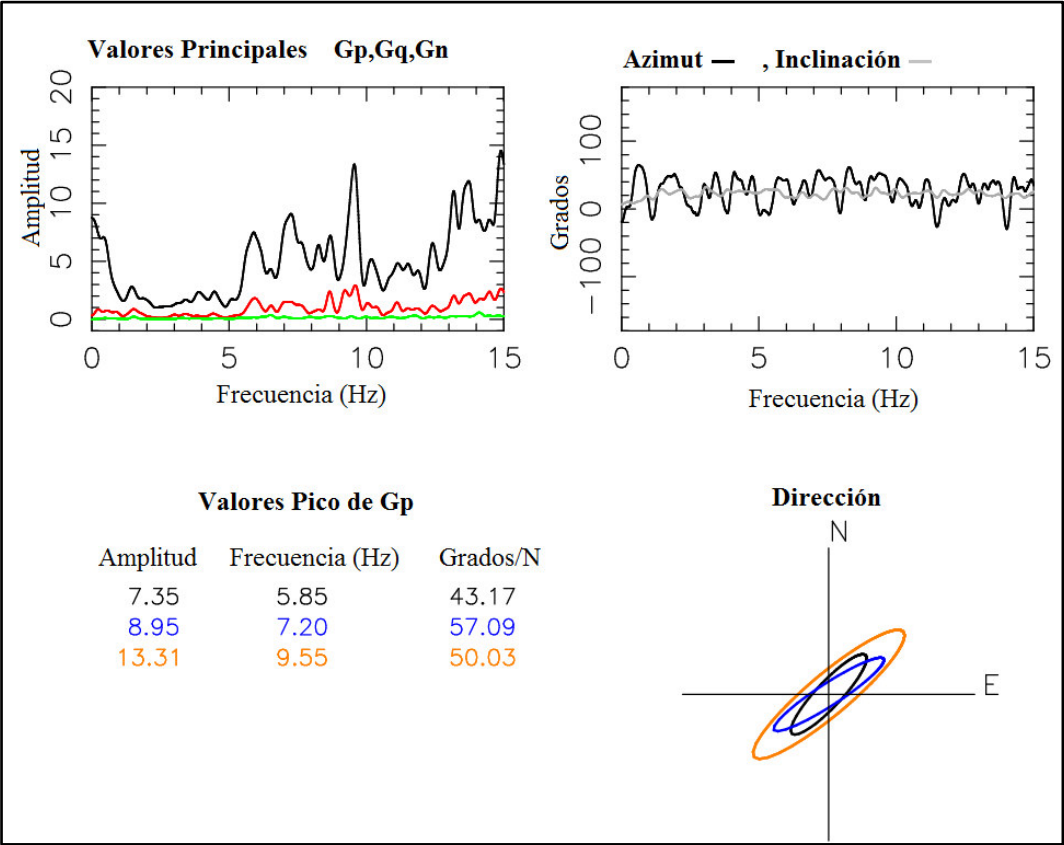


Figura 3.5 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación SOMS.

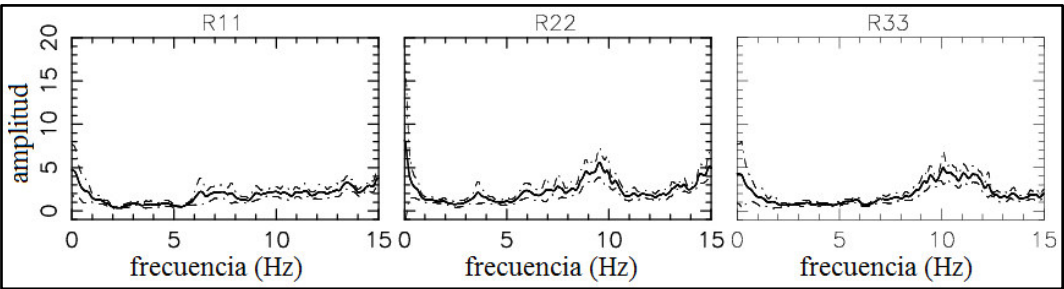


Figura 3.6 Calculo por el método SSR para la estación SOMS.

En la Figura 3.7, para el caso de POTS teniendo a SOMS como referencia, podemos observar un pico en 2.36 Hz de hasta 7.48 de amplitud. Comparando esta frecuencia pico con la Figura 3.5, para el caso de POTS como referencia, se puede reconocer un efecto de sitio para el sitio en la estación POTS. Este pico nos indica que para frecuencias de alrededor de 2.3 Hz se tendría un factor de amplificación de al menos 5. Una tendencia similar en la misma frecuencia pico es mostrada con el método SSR, alcanzando un factor de amplificación de hasta casi 4. Este efecto de sitio es atribuido al efecto topográfico de acuerdo a la ubicación de la estación POTS, cerca a la base de una colina. Esto sugiere la necesidad de una estación de referencia ideal ubicada en la base de un pozo con la profundidad de alrededor de un 1km, para el caso del AMW, a la altura del basamento; de esta manera, podríamos corroborar el factor de amplificación absoluto para POTS y los posibles efectos cuando sea usado como estación de referencia. Si bien es cierto este efecto debe presentarse en los cálculos de G para las demás estaciones, este resultado también nos da un margen de error para frecuencias de alrededor de 2.3 Hz. Por otro lado, los picos posteriores para frecuencias mayores que la frecuencia pico en la Figura 3.7 son considerados no reales por ser parte del análisis inverso en donde se entiende que la isla Soms puede ser considerado como estación de referencia solo para frecuencias menores que 5 Hz, pero no para frecuencias mayores donde muestran diferentes picos de altos factores de amplificación.

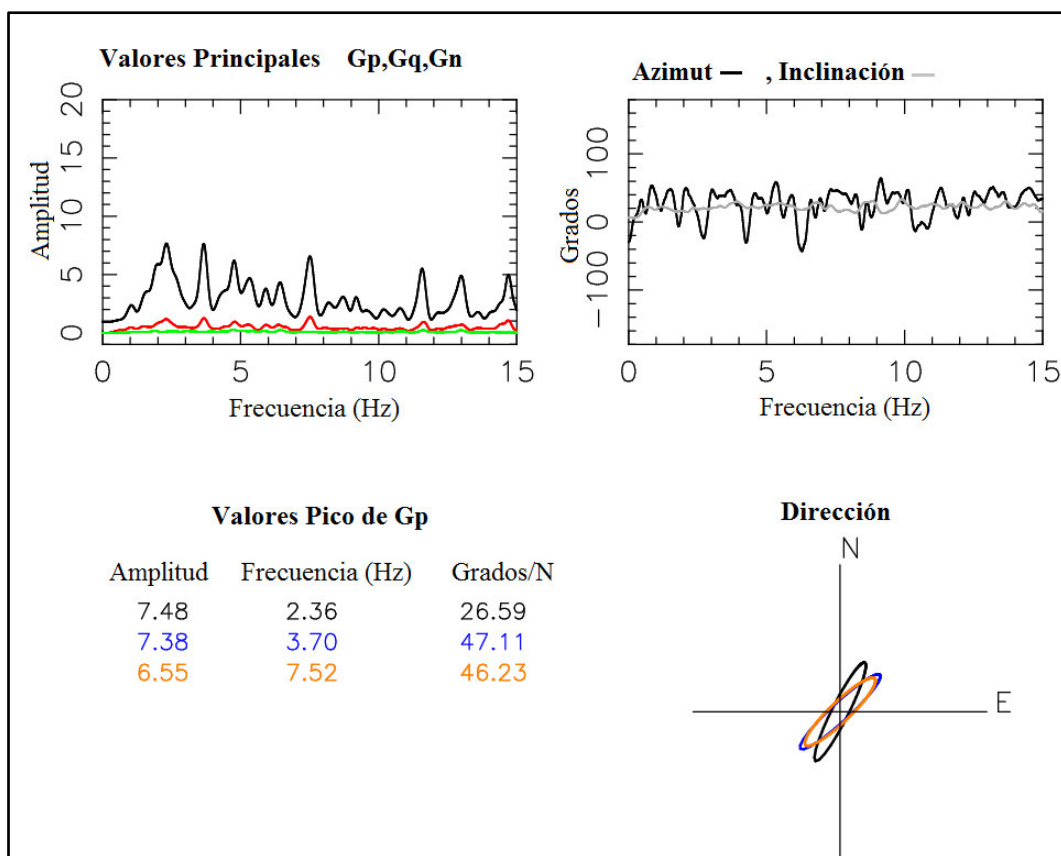


Figura 3.7 Descomposición Singular de la Matriz G para la estación POTS (SOMS de referencia).

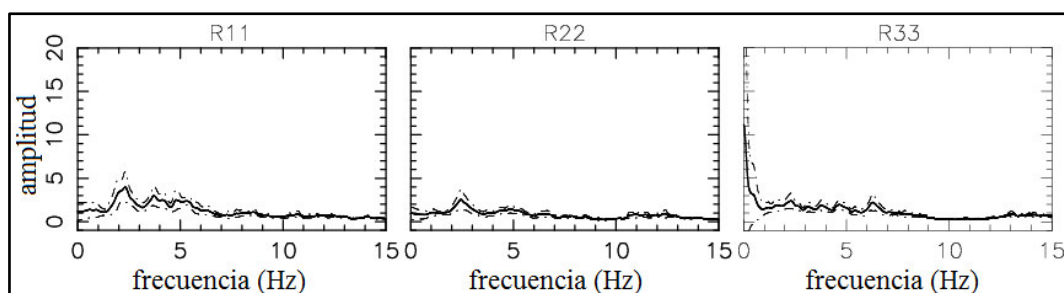


Figura 3.8 Cálculo por el método SSR para la estación POTS (SOMS de referencia).

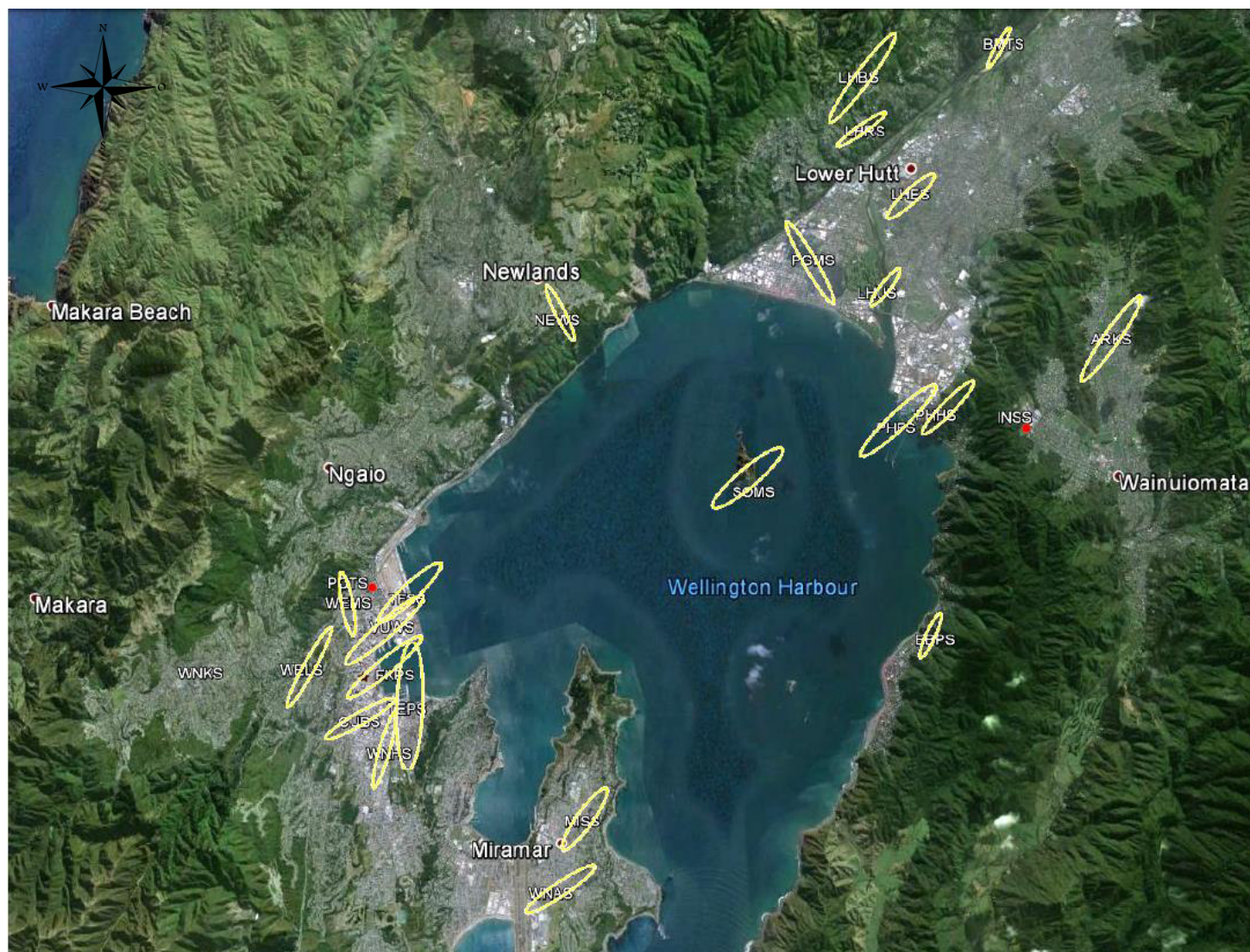
En general, se observa en las Figuras 3.1-3.8 que los resultados de G_p muestran similar variabilidad con los correspondientes cocientes espectrales por el método SSR; sin embargo los factores de amplificación de G_p son significativamente mayores que los calculados por el método SSR. Estas diferencias, en general, nos muestra que la representación del efecto de sitio no está en la transferencia de movimiento entre las mismas componentes de ambas estaciones sino en la transferencia acoplada entre las

tres componentes de movimiento en roca y suelo. Por otro lado, los sitios con geometría simétrica producirán una matriz G simétrica que tendría solamente términos en la diagonal en un sistema particular de coordenadas. En este caso la magnitud de los términos de la diagonal serán los mismos que los calculados por el método SSR, y los movimientos de incidencia polarizados linealmente en el sitio en roca producirán una respuesta polarizada linealmente en el sitio en suelo.

La Figura 3.9 muestra el AMW con los resultados de factores de amplificación máximos, y sus respectivas orientaciones, en su mayoría orientados en la dirección noreste, para las estaciones usadas en el área de estudio; asimismo, en las Figuras 3.10, 3.11 y 3.12 tenemos los resultados para las frecuencias de 1Hz, 3Hz y 5Hz respectivamente. Estos resultados nos muestran la fuerte variabilidad de los efectos de sitio en la región, que a su vez, dependen de la frecuencia.

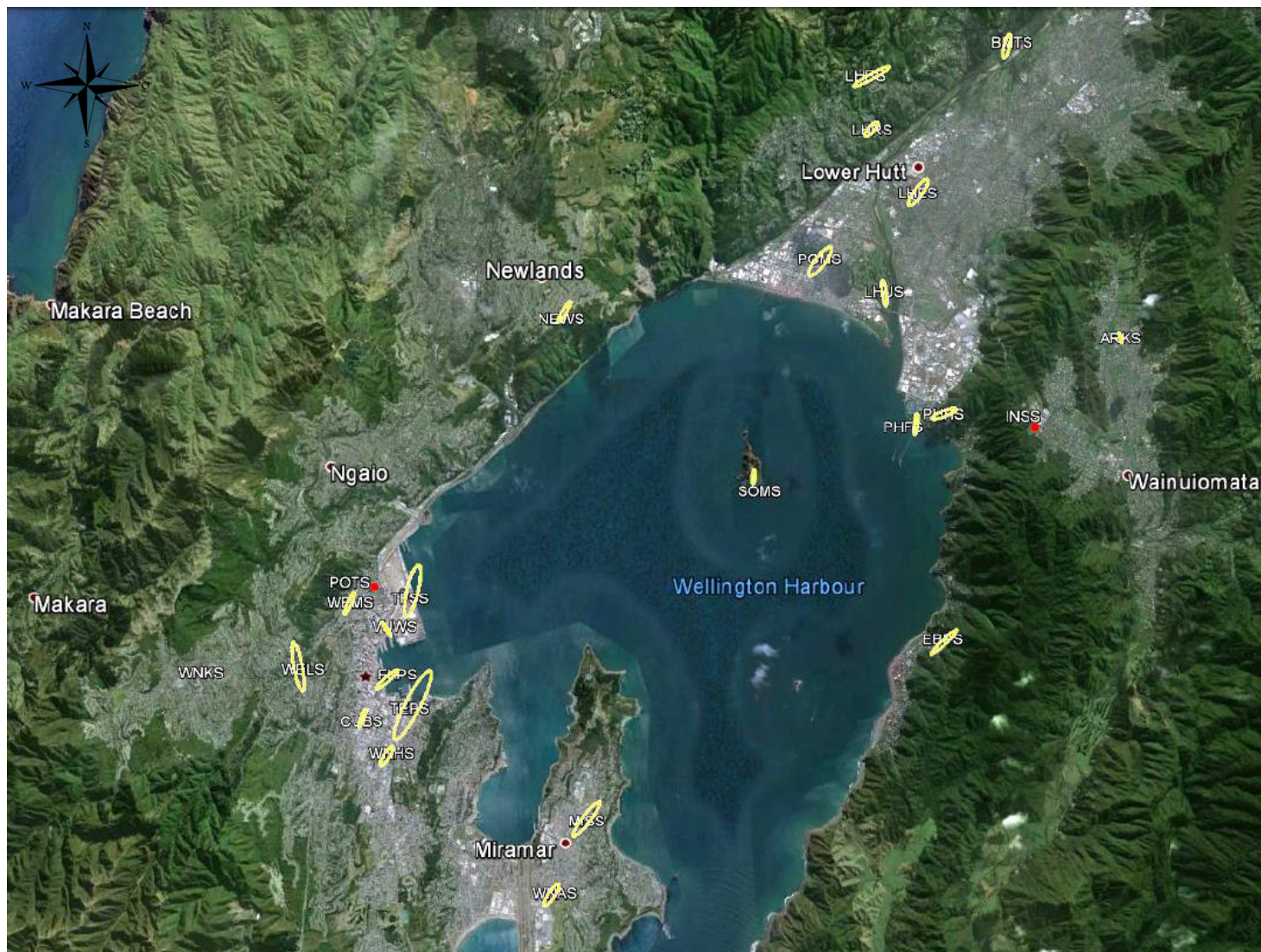
Los resultados de la Figura 3.9, en general, muestran una frecuencia resonante para el valle de Lower-Hutt y el centro de Wellington en el rango de 1 a 3Hz. Esto corresponde con los resultados de Taber and Smith (1992) en el área de Lower Hutt, quienes usaron estaciones sísmicas en un total de 24 sitios, encontrando que el factor de amplificación se incrementaba con respecto al espesor de los sedimentos hacia el sur del valle de Lower-Hutt, mostrando factores de hasta 14 entre 1 y 3 Hz. Asimismo, un estudio en el Valle Hutt para evaluar los efectos locales fue desarrollado por Sritharan and McVerry (1992), quienes a partir del análisis de 9 sismos de magnitudes entre 4.9 y 7 correspondiendo a distancias epicentrales de 70 km y 240 km respectivamente, encontraron que para frecuencias alrededor de 2 Hz, el factor de amplificación era cercano a 12, mientras que para frecuencias menores a 1 Hz el factor de amplificación de casi 5 (a 0.6 Hz) ocurría en sitios con sedimentos de 300 m de espesor. Cabe resaltar que en el cálculo de la matriz G , la disponibilidad de una mayor cantidad de sismos de magnitudes mayores a M 5 modificarían los resultados en el rango de bajas frecuencias (<0.5 Hz) debido a su capacidad de excitar los modos de bajas frecuencias de la cuenca. De tal manera, se lograría un análisis comparativo más confiable con el estudio anterior para frecuencias menores a 1 Hz. Por otro lado, para el caso de máximos factores de amplificación obtenidos a frecuencias altas (mayores a 4 Hz), en su mayoría se atribuye al efecto por las características topográficas de los sitios (como en SOMS, LHBS, PHHS y otros). En general, podemos observar, de las Figuras 3.10-3.12, que para

cualquier frecuencia dada, las amplificaciones y orientaciones son fuertemente variables, incluso cuando los sitios son cercanos (por ejemplo los pares de estaciones LHBS-LHRS, PHHS-PHFS y VUWS-TFSS). Esto sugiere una fuerte dependencia de la matriz G en la geometría de la heterogeneidad geológica cercana a la superficie que produce la amplificación.



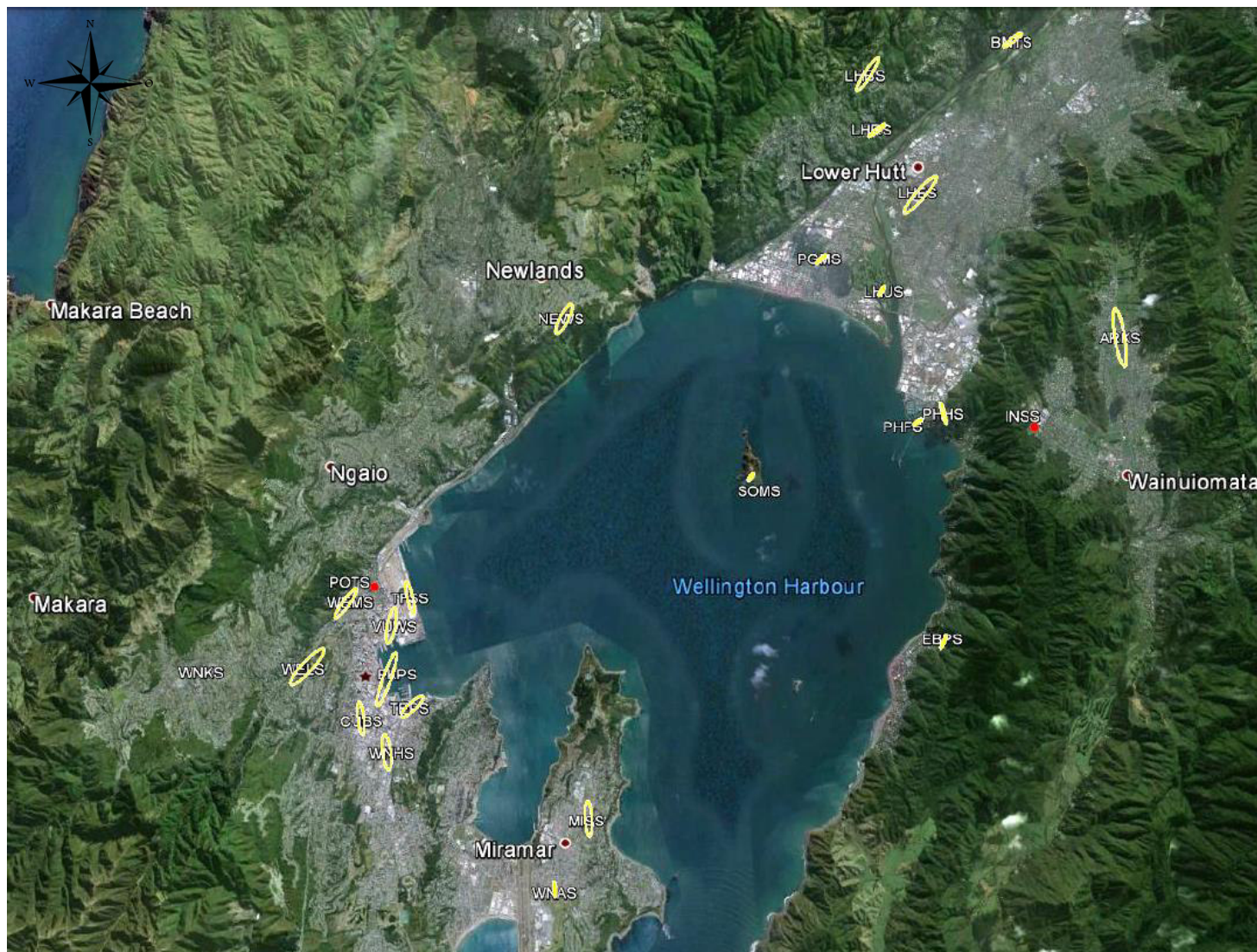
Sta	Freq	Ampl. Factor
ARKS	2.25	15.02
LHES	2.86	9.36
LHRS	6.08	8.66
LHUS	2.03	6.82
MISS	1.42	10.99
PGMS	2.03	13.73
PHFS	6.79	15.01
TFSS	1.88	12.45
WELS	1.39	13.32
BMTS	1.50	6.58
CUBS	2.69	11.74
EBPS	8.00	7.16
FKPS	4.28	13.96
LHBS	5.60	16.10
NEWS	1.60	9.00
PHHS	4.97	10.81
SOMS	9.55	13.31
TEPS	1.25	18.81
VUWS	2.29	15.03
WEMS	2.22	9.31
WNAS	1.95	12.18
WNHS	4.47	11.42

Figura 3.9 Factores de amplificación máximos de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. Fuente. Imagen desarrollada en Google Earth.



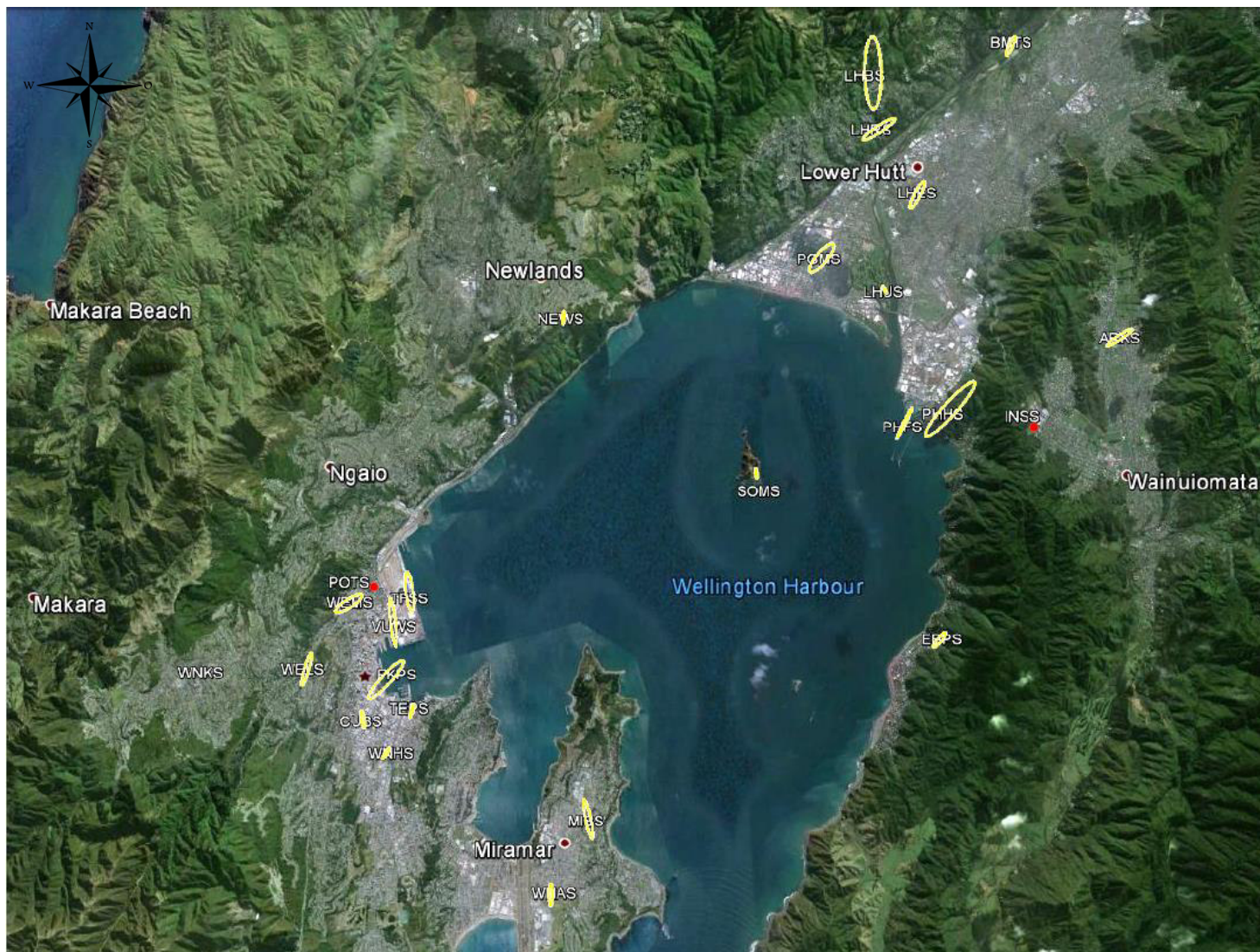
Sta	Ampl. Factor
ARKS	1.57
LHES	4.64
LHR	2.59
LHUS	3.72
MISS	6.32
PGMS	5.07
PHFS	3.06
TFSS	7.64
WELS	7.19
BMTS	3.60
CUBS	2.65
EBPS	5.17
FKPS	4.13
LHBS	5.92
NEWS	3.43
PHHS	3.87
SOMS	1.97
TEPS	11.23
VUWS	2.30
WEMS	3.41
WNAS	3.85
WNHS	3.13

Figura 3.10 Factores de amplificación, para la frecuencia de 1Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. Fuente. Imagen desarrollada en Google Earth.



Sta	Ampl. Factor
ARKS	8.50
LHES	7.08
LHRS	2.92
LHUS	1.60
MISS	4.99
PGMS	1.95
PHFS	1.52
TFSS	4.77
WELS	7.06
BMTS	3.21
CUBS	4.76
EBPS	2.04
FKPS	8.30
LHBS	5.78
NEWS	4.72
PHHS	3.08
SOMS	1.26
TEPS	4.22
VUWS	5.25
WEMS	5.30
WNAS	2.18
WNHS	5.11

Figura 3.11 Factores de amplificación, para la frecuencia de 3Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. Fuente. Imagen desarrollada en Google Earth.



Sta	Ampl. Factor
ARKS	4.34
LHES	4.35
LHR	5.61
LHUS	1.20
MISS	5.85
PGMS	5.26
PHFS	4.82
TFSS	5.77
WELS	4.91
BMTS	3.06
CUBS	2.44
EBPS	2.70
FKPS	7.47
LHBS	10.46
NEWS	1.80
PHHS	10.66
SOMS	1.49
TEPS	1.97
VUWS	6.99
WEMS	4.53
WNAS	3.18
WNHS	1.86

Figura 3.12 Factores de amplificación, para la frecuencia de 5Hz, de las estaciones usadas para el cálculo de G en la región de Wellington-Lower Hutt, Nueva Zelanda. Fuente. Imagen desarrollada en Google Earth.

CAPITULO IV

CONCLUSIONES

En la presente tesis se realiza la aplicación de un método basado en la teoría inversa estocástica para calcular una representación 3-D de los efectos de las condiciones locales de un sitio durante un sismo. Esta representación es una matriz compleja 3×3 , llamada "matriz función de transferencia G", cuyos elementos transforman las tres componentes del sismo registrado en la estación de referencia en roca en las tres componentes del sismo en la estación en suelo. G es calculado a partir de los espectros complejos de las tres componentes de movimiento del suelo para varios sismos registrados en ambas estaciones en suelo y en roca. Los hipocentros de los sismos seleccionados deben estar distribuidos en un amplio rango azimutal pero sus ángulos de incidencia deben ser verticales o casi verticales en ambas estaciones en el sitio y en roca. Estas condiciones ayudan a asegurar una variedad de diferentes polarizaciones tal que estabilice la inversión. Dentro del régimen lineal, los elementos de la matriz G convergen a valores constantes en tanto se incrementa el número de sismos usados en la inversión. La matriz G no es simétrica, en general. Su asimetría representa la heterogeneidad lateral del sitio, en 3-D. Una vez calculada, la matriz G podrá ser utilizada para predecir el movimiento del suelo, o respuesta sísmica, a cualquier otro sismo, en el régimen lineal.

La matriz G es calculada en los sitios donde se ubican las estaciones sísmicas del Área Metropolitana de Wellington, Nueva Zelanda. Se usaron un total de 25 sismos para nuestro análisis (en su mayoría con magnitudes en el rango de 4.0 - 6.0). Los resultados muestran que a pesar que los máximos factores de amplificación (de hasta 18.81) de la mayoría de las estaciones en la región están orientados principalmente en la dirección noreste-suroeste, la variación global de los factores de amplificación

y sus dirección dependen fuertemente de la frecuencia. Los resultados de la descomposición singular de G muestran grandes diferencias en los factores de amplificación (de hasta 3 veces) respecto a las calculadas por el método SSR. Estas diferencias se atribuyen a que el método SSR no considera el acoplamiento de la transferencia entre las tres componentes de movimiento del suelo de la estación en roca y de la estación en suelo.

Uno de los factores que aseguran la confiabilidad de los resultados es la óptima selección del sitio de referencia. Para el presente estudio se consideraron a POTS e INSS como sitios de referencia apropiados para el área del centro de Wellington y el valle de Lower Hutt, respectivamente. Cabe resaltar que el sitio de referencia ideal para el cálculo de G sería una estación ubicada en un pozo en roca, de entre 600 m. y 1 km. de profundidad, donde las ondas incidentes estén libres de algún efecto por las capas superficiales.

En el caso de Perú, el cual se encuentra cercano a la subducción de dos placas tectónicas, la Sudamericana y la de Nazca, se han registrado sismos de grandes magnitudes en la parte occidental de nuestro territorio. Además, se producen sismos locales y regionales que tienen su origen en la existencia de fallas geológicas locales. Estos movimientos telúricos son de menor magnitud, pero al producirse muy cerca de la superficie, y dada las condiciones geológicas locales y la vulnerabilidad, tienen un gran efecto destructivo. Por lo tanto, es posible observar el efecto de sitio en diferentes áreas de nuestro país, siendo uno de los casos más significativo el distrito de La Molina, que en los sismos de 1940 (M_S 8.0), 1966 (M_S 8.0) y 1974 (M_S 7.8) se registraron intensidades de MM IX, mientras que en los suelos conglomerados más firmes cerca a Lima central se registró intensidades solo de MM VI a MM VIII. Por consiguiente, la aplicación del método matriz de función de transferencia nos permitiría tener un mejor análisis en el estudio del efecto de sitio en nuestro país.

4.1 Trabajo Futuro.

Los estudios que se extienden del presente trabajo son:

- Desarrollar un modelo teórico que calcule cada elemento de G basado en la respuesta de varios casos genéricos de condiciones geológicas locales a impulsos unitarios de movimiento en la dirección de cada componente. Al mismo tiempo, resolver totalmente el movimiento de suelo de dichos sitios para varios casos de terremotos causados por rupturas de fallas complejas, en el campo cercano. Calcular el efecto de sitio en tales casos genéricos usando la correspondiente matriz G vía convolución con la radiación de la falla, y hacer un estudio comparativo para determinar hasta qué punto (en términos de distancia y frecuencia) el método de la matriz G es correcto.
- Predecir el efecto de sitio vía convolución con la matriz G para varios ejemplos de terremotos en los que se cuente con buenos registros de acelerogramas. Aunque no se ha incluido esta predicción explícitamente en el presente trabajo, la matriz G calculada para cada sitio predice correctamente su respuesta para cualquier sismo, en el dominio de frecuencia. Para hacer lo mismo en el dominio del tiempo será necesario incorporar un tiempo de origen t_0 común a todas las estaciones para cada sismo usado.

REFERENCIAS

1. Adams, B.M., Osborne, N.M., & Taber, J.J. (2003). Basin-Edge effect from weak ground motions across the fault-bounded edge of the Lower Hutt valley, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 2703-2716.
2. Aki, K. (1988). Local site effect on ground motion, in earthquake engineering and soil dynamics II – recent advances in ground motion evaluation, J. Lawrence Von Thun. *Am. Soc. Civil Eng. Geotechnical Special Publication*, **20**, 103-155.
3. Aki, K., and Larner, K.L. (1970). Surface motion of layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 933-953.
4. Aki, K., and Richards, P.G. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*. Sausalito, California: University Science Books .
5. Aster, C. A., Borchers B., & Thurber, H.T. (2005). *Parameter estimation and inverse problems*. San Diego, California: Elsevier, Academic Press.
6. Bard, P.Y. (1982). Diffracted waves and displacement field over two dimensional elevated topographies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **71**, 731-760.
7. Bard, P.Y. (1983). *A workshop on “site-specific effects of soil and rock on ground motion and the implications for earthquake resistant design”*. Proceeding of Conference XXII, United States Department of the Interior Geological Survey.
8. Bard, P.Y. and Bouchon, M. (1980). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incidence SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **70**, 1263-1286.
9. Bard, P.Y. and Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 519-541.

10. Bard, P.Y., and Tucker, B.E. (1985). Ridge and tunnel effects: comparing observations with theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 905-922.
11. Benites, R. (1990). *Seismological applications of boundary integral and gaussian beam methods*. PhD thesis. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge MA 02139, USA.
12. Benites, R., and Aki, K. (1994). Ground motion at mountains and sedimentary basins with vertical seismic velocity gradient. *Geophysical Journal International*, **116**, 95-118.
13. Benites, R., and Caldwell, T.G. (2011) A ground-motion transfer function matrix between two nearby rock and soil sites: a system identification problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**, 222-234.
14. Benites, R., and Haines, A.J. (1991). The Riccati matrix equation-boundary integral method to compute seismic wavefields in heterogeneous media. *American Geophysical Union*, **72**, 332 (abstract).
15. Benites, R., and Haines, A.J. (1994). *Quantification of seismic wavefield amplification by topographic features*. Wellington, Nueva Zelanda: Institute of Geological and Nuclear Science Ltd.
16. Benites, R. and Olsen, K.B. (2005). Modelling strong ground motion in the Wellington Metropolitan Area, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 2180-2196.
17. Beresnev, I.A. and Wen, K.L. (1996). Nonlinear soil response-A reality?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1964-1978.
18. Berryman, K.R. (1990). Late quaternary movement of the wellington fault in the Upper Hutt Area, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophysics*, **33**, 257-270.
19. Boore, D.M. (1972). A note on the effect of simple topography on seismic SH waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **62**, 275-284.

20. Borchardt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**, 29-61.
21. Borchardt, R.D., and Gibbs, J.F. (1976). Effects of local geologic conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**, 467-500.
22. Bouchon, M. (1973). Effect of topography on surface motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **63**, 615-632.
23. Bouchon, M. (1979). Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *Journal of Geophysical Research*, **84**, 3609-3614.
24. Bouchon, M., and Barker, J.S. (1996). Seismic response of a hill; the example of Tarzana, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 66-72.
25. Bouchon, M., Aki, K., & Bard, P.Y. (1982). Theoretical evaluation of differential ground motions produced by earthquakes. *Proceedings of the Third International Conference on Microzonation, Seattle, June 1982*.
26. Bouchon, M., Schultz, C. A., & Toksoz, M. N. (1996). Effect of three-dimensional topography on seismic motion, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 5835-5846.
27. Coutel, F. and Mora, P. (1998). Simulation-based comparison of four site-response estimation techniques. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 30-42.
28. Dakoulas, P., and Gazetas, G. (1986). Seismic shear vibration of embankment dams in semi-cylindrical valleys. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **14**, 19-40.
29. Davis, L.L., and West, L.R. (1973). Observed effects of topography on ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **63**, 283-298.
30. Evans, J.F., Hadley, C.F., Eisler, J.D., & Silverman, D. (1954). A three-dimensional seismic wave model with both electrical and visual observation of waves. *Geophysics*, **19**, 220-236.

31. Franklin, J.N. (1970). Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems. *Journal of Mathematical Analysis and Applications*, **31**, 682-716.
32. Fumal, T.E., Gibbs, J.F., & Roth, E.F. (1983). In situ-measurements of seismic velocity at 22 locations in the Angeles, California Region. *U.S. Geological Survey Open-File Report*.
33. Geli, L., Bard, P.Y., & Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**, 42-63.
34. Griffiths, D.W., and Bollinger, G.A. (1979). The effect of Appalachian Mountain topography on seismic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **69**, 1081-1105.
35. Haines, A.J. (1989). *On the structure of one-way elastic propagation and exact solutions to the elastodynamics equations: theory for 2-dimensional SH waves*. Wellington, Nueva Zelanda: Institute of Geological and Nuclear Science Ltd.
36. Harmsen, S. and Harding, S. (1981). Surface motion over a sedimentary valley for incident plane P and SV waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**, 655-670.
37. Hudson, D.E. (1972). Local distribution of strong earth ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **47**, 221-250.
38. Horike, M., Uebayashi, H., & Takeuchi, Y. (1990). Seismic response in three-dimensional sedimentary basin due to plane S wave incidence. *Journal of Physics of the Earth*, **38**, 261-284.
39. Kawase, H. (1990). *Effects of topography and surface irregularities on strong ground motion*. ORI Report 90-02. Ohsaki Research Institute, Inc., Tokyo, Japan.
40. Kawase, H. (1996). The Cause of the Damage Belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect", Constructive Interference of the Direct S-Wave with the Basin-Induced Diffracted/Rayleigh waves. *Seismological Research Letters*, **67**, 25-34.

41. King, J.L., and Tucker, B.E. (1983). Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 137-151.
42. King, J.L., and Tucker, B.E.(1984). Observed variations of earthquake motions across a sediment-filled valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 137-151.
43. Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 228-241.
44. Lachet, C., and Bard, P.Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, **42**, 377-397.
45. Langridge, R.M., Berryman, K. R., & Van Disssen, R.J. (2005). Defining the geometric segmentation and holocene slip rate of the Wellington fault, New Zealand: the Pahiatua section. *New Zealand J. Geol. Geophysics.*, **48**, 59-607.
46. Lee, V.W. (1982). A note on the scattering of elastic plane waves by a hemispherical canyon. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **1**, 122-129.
47. Lermo, J., and Chavez-Garcia, F.J.(1993). Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83**, 1574-1594.
48. Luco, J.E., Wong, H.L., & de Barros, F.C.P. (1989). *Three-dimensional response of a canyon in layered half-space*. Reporte. University of California, San Diego, Department of Applied Mechanics and Engineering Sciences.
49. Macdonald, H.M. (1902). *Electric waves*. Cambridge, England: Cambridge University Press.
50. Moeen-Vaziri, N., and Trifunac, M.D. (1981). A note on the vibrations of semi-circular canal excited by plane SH-waves, *Bulletin ISET*, **18**, 12.

51. Mossessian, T.K., and Dravinski, M.(1989). Scattering of elastic waves by three-dimensional surface topographies, *Wave motion*, **11**, 579-592.
52. Mosteller, F., and Tukey, J.W.(1977). *Data analysis and regression*. Massachusetts, USA: Addison-Wesley Publishing Company Reading, Mass.
53. Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*,**30**, 25-33.
54. Ohtsuki, A. and Harumi, K. (1983). Effect of topography and subsurface inhomogeneities on seismic SV waves. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **11**, 441-462.
55. Oliver, J., Press, F., &Ewing, E.(1954). Two-dimensional model seismology, *Geophysics*,**19**, 202-219.
56. Paolucci, R. (1999). Numerical evaluation of the effects of cross-coupling of different components of ground motion in site response analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 877-887.
57. Pisarenko, V.F. (1970). Statistical estimates of amplitude and phase corrections, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **20**, 89-98.
58. Rogers, A.M., Katz, L.J., & Bennett, T.J. (1974). Topographic effect on ground motion for incident P waves: a model study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **64**, 437-456.
59. Rogers, A.M., Tinsley, J.C., & Hays, W.W. (1983). The issues surrounding the effects of geologic conditions on the intensity of ground shaking. *A workshop on "site-specific effects of soil and rock on ground motion and the implications for earthquake resistant design"*, *Proceeding of Conference XXII*. United States Department of the Interior Geological Survey.
60. Sánchez-Sesma, F.J. (1983). Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities. *Bulletin of the Seismological Society of America*,**73**, 1621-1636.

61. Sánchez-Sesma, F.J., and Campillo, M. (1991). Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features: a boundary integral formulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **81**, 2234-2253.
62. Sánchez-Sesma, F.J., and Esquivel, J.A. (1979). Ground motion on alluvial valleys under incident plane SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **69**, 1107-1120.
63. Sánchez-Sesma, F.J., and Rosenblueth, L. (1979). Ground motion at canyons of arbitrary shape under incident SH waves. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **7**, 441-450.
64. Shearer, P.M. (2009). *Introduction to seismology*. Nueva York, USA: Cambridge University Press.
65. Sills, L.B.(1978). Scattering of horizontally polarized shear waves by surface irregularities. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **54**, 319-348.
66. Singh, J.P.(1983). Causes of variation in strong ground motion in the near-field for a given soil condition, *A workshop on "site-specific effects of soil and rock on ground motion and the implications for earthquake resistant design"*, *Proceeding of Conference XXII*. United States Department of the Interior Geological Survey.
67. Smith, W.D. (1975). The application of finite elements analysis to body wave propagation problems. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **42**, 746-768.
68. Sritharan, S., and McVerry, G.H. (1992). Microzone effects in Hutt Valley in records from a strong-motion accelerograph array. *Bulletin New Zealand Natl. Soc. Earthquake Eng.*, **25**, 246-264.
69. Steidl, J.H., Tumarkin, A.G., & Archuleta, R.J. (1996). What is a reference site?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1733-1748.

70. Stephenson, W.R., Benites, R., & Davenport, P.N. (2009). Localised coherent response of the La Molina basin (Lima, Peru) to earthquake, and future approaches suggested by Parkway basin (New Zealand) experience. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 1347-1357.
71. Taber, J.J., and Smith, E.G.C. (1992). Frequency dependent amplification of weak ground motions in Porirua and Lower Hutt, New Zealand. *Bulletin New Zealand Natl. Soc. Earthquakes Eng.*, **25**, 303-331.
72. Trifunac, M.D. (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**, 1755-1770.
73. Trifunac, M.D. (1973). Scattering of plane SH waves by semi-cylindrical canyon, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **1**, 267-281.
74. Trifunac, M.D. and Hudson, D.E. (1971). Analysis of the Pacoima Dam Accelerogram, San Fernando, California earthquake of 1971. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**, 1393-1411.
75. Tucker, B.E. and King, J.L. (1983). Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 153-165.
76. Tucker, B.E., King, J.L., Hatzfeld, D., & Nersesov, I.L. (1984). Observations of hard rock site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 121-136.
77. Tumarkin, A.G. (1998). Site response analysis in 3-D, in *the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Editores: Irrikura, K., Kudo, K., Okada, H. y Sasatani, T., Vol 2. Rotterdam, Holanda: Balkema.
78. Umeda, Y., Kuroiso, Ito, K., & Sakei, T. (1986). High accelerations in the epicentral area of the western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1989, *Journal of the Seismological Society of Japan*, **39**, 217-228.

79. Velleman, P., and Hoaglin, D. (1981). *ABC's of EDA*. Boston, USA: Duxbury Press.
80. Voght, R.F., Wolf, J.P., & Bachmann, H. (1988). Wave scattering by a canyon of arbitrary shape in layered half-space. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **16**, 803-812.
81. Wong, H.L.(1982). Effect of surface topography on the diffraction OF P, SV and Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*,**72**, 1167-1183.
82. Wong, H.L. and Trifunac, M.D. (1974). Scattering of plane SH waves by a semi-elliptical canyon. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **3**, 157-169.
83. Wong, K.C., Datta, S.K., & Shah, A.H.(1986). Three-dimensional motion of a buried pipeline, I. analysis. *Journal of Engineering Mechanics*, **112**, 1319-1397.
84. Yu, J. and Haines, J. (2003). The choice of references sites for seismic ground amplification analyses: Case study at Parkway, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 713-723.
85. Zahradnik, J. and Urban, L. (1984). Effect of a simple mountain range on underground seismic motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **79**, 167-183.
86. Zeng, Y., and Benites, R. (1998). Seismic response of multi-layered basins with velocity gradients upon incidence of plane shear waves. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **27**, 15-28.
87. Zhengpeng, L.Y., Baipo, L., & Yifan, Y.(1980). Effect of three-dimensional topography on earthquake ground motion, *Proceedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering*. Istanbul, Turkey.

ANEXOS

ANEXO A. CALIDAD DE DATOS

Figuras A1-A4. Registros sísmicos en 15 estaciones, para 10 sismos representativos, del Área Metropolitana de Wellington muestran la variabilidad de los datos usados en esta tesis. Ventanas de tiempo seleccionadas para el cálculo de la Matriz G, con una doble flecha roja de más de 10 segundos para las ondas de cuerpo (P y S) y una doble flecha azul de al menos 5 segundos para el ruido (de la selección para INSS y POTS en las Figuras A1-A3 se extiende la selección del ruido a las demás estaciones). INSS y POTS son las estaciones de referencia para el Área de Lower Hutt y el Área del Centro de Wellington, respectivamente.

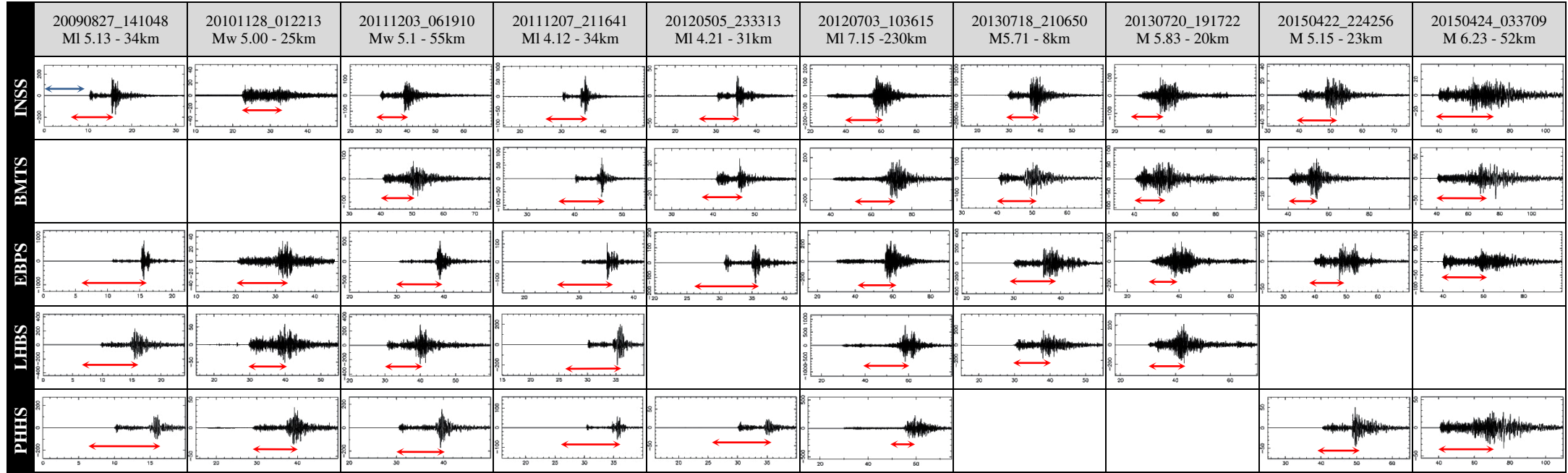


Figura A1 Selección de ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S, doble flecha roja) y del ruido (como ejemplo de selección el primer registro de INSS, doble flecha azul) para las estaciones del área de Lower Hutt, donde INSS es la estación de referencia. Se presenta solamente una muestra para 10 sismos.

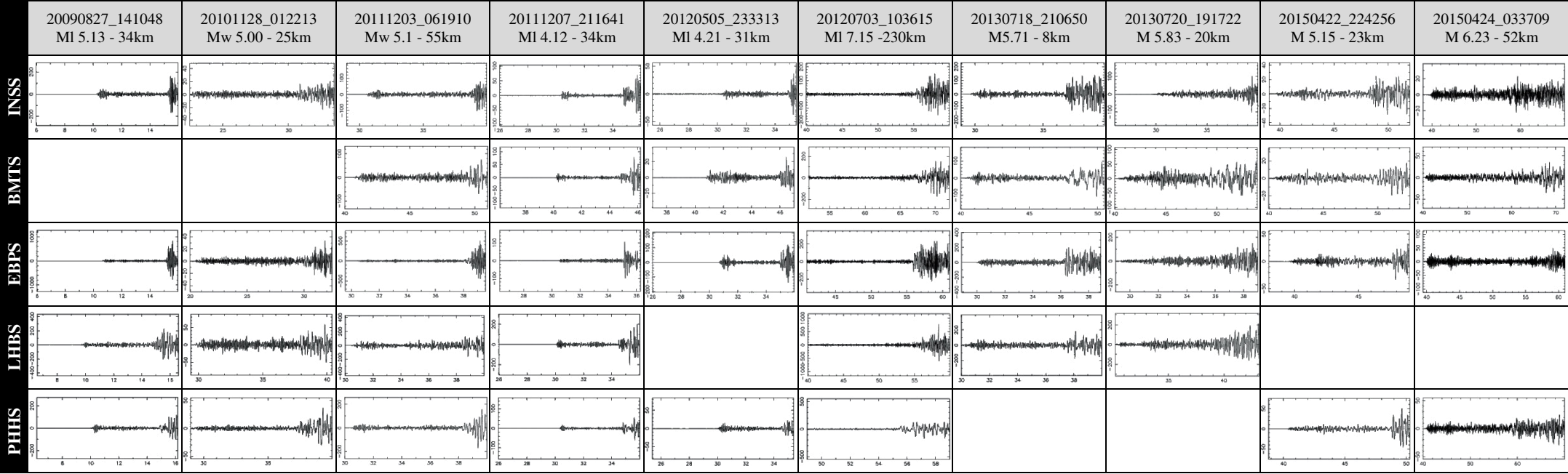


Figura A2 Ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S), de la figura A1, usadas en el cálculo de la Matriz G en cada estación.

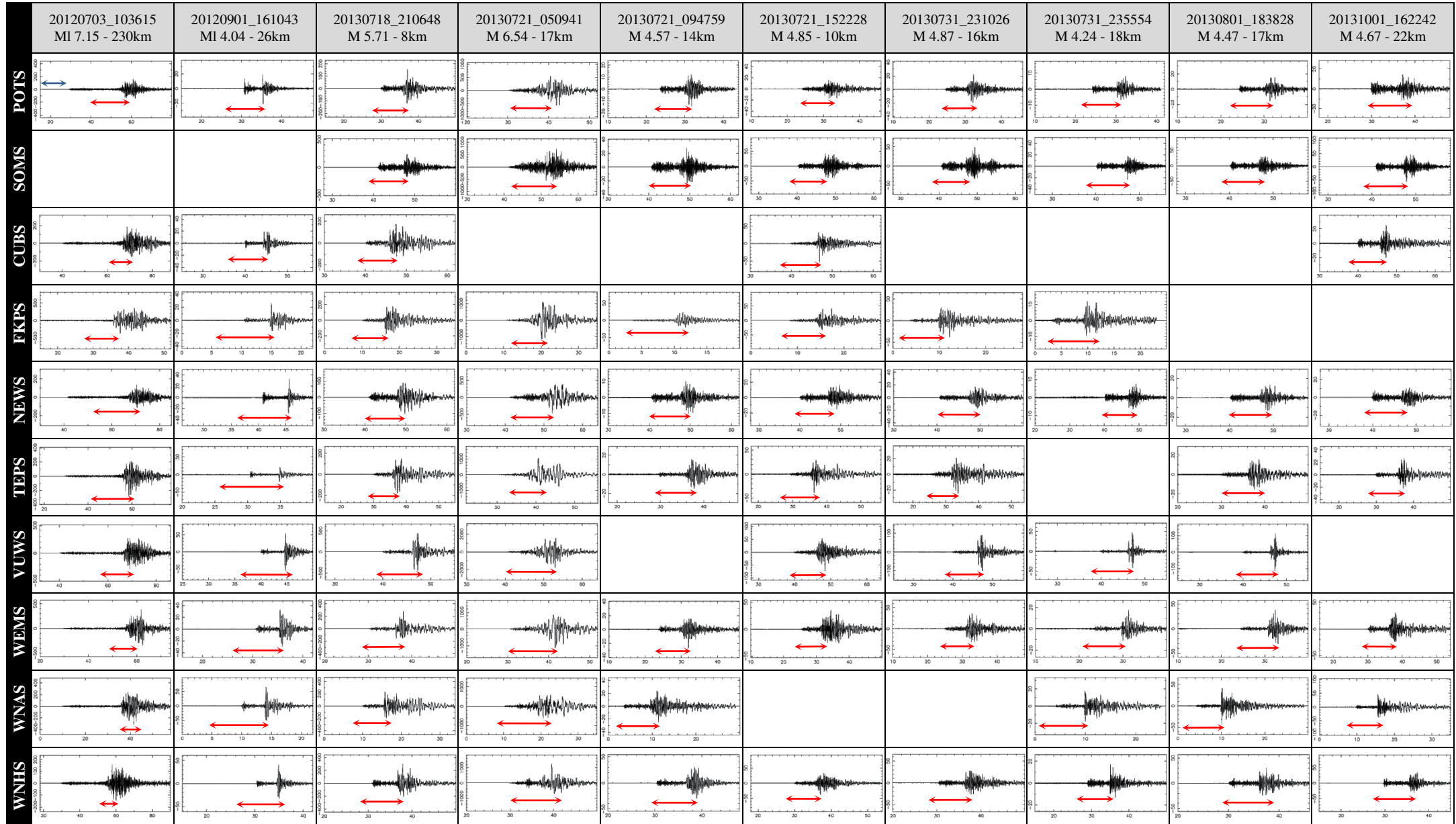


Figura A3 Selección de ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S, doble flecha roja) y del ruido (como ejemplo de selección el primer registro de POTS, doble flecha azul) para las estaciones del área de Wellington, donde POTS es la estación de referencia. Se presenta solamente una muestra para 10 sismos.

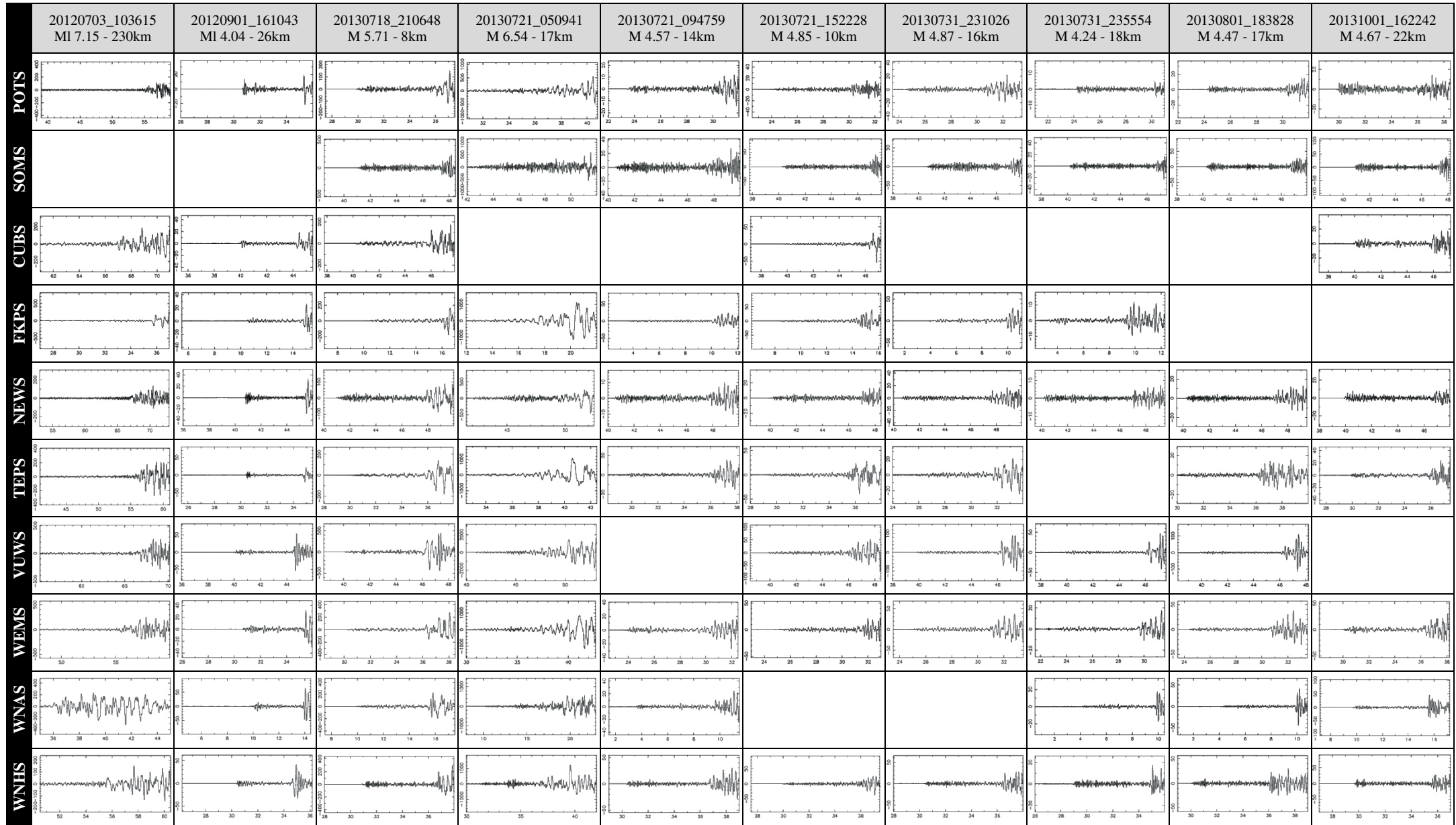


Figura A4 Ventanas de tiempo de la señal (ondas P y S), de la figura A3, usadas en el cálculo de la Matriz G en cada estación.